

+

ACTA
LITTERARUM AC SCIENTIARUM
REGIAE UNIVERSITATIS HUNGARICAE FRANCISCO-JOSEPHINAE

SECTIO CHEMICA, MINERALOGICA
ET PHYSICA.

REDIGUNT:

P. FRÖHLICH, S. v. SZENTPÉTERY et T. SZÉKI

EDITOR: SODALITAS AMICORUM UNIVERSITATIS FRANCISCO-JOSEPHINAE.

ACTA
CHEMICA, MINERALOGICA ET PHYSICA

Tomus I.
Cum tab. I—V. et 9 figuris in textu.



I. kötet
5 táblával és 9 szöveggézőtti rajzzal.

A M. KIR. FERENCZ JÓZSEF-TUDOMÁNYEGYETEM
TUDOMÁNYOS KÖZLEMÉNYEI

CHEMIAI-, ÁSVÁNYTANI-, PHYSIKAI SZAKOSZTÁLY

SZERKESZTIK:

Dr. FRÖHLICH PÁL, Dr. SZENTPÉTERY ZSIGMOND és Dr. SZÉKI TIBOR

KIADJA: A M. KIR. FERENCZ JÓZSEF-TUDOMÁNYEGYETEM BARÁTAINAK EGYESÜLETE.

SZEGED,
1929.

INDEX TOM. I.

I. KÖTET TARTALMA:

	Pag
Dr. L. v. <i>Zombory</i> : Über die Bestimmung des Mercurio-Ions mittels KCl-Lösung nach der Fajans'schen Methode	1
Dr. E. A. <i>Kocsis</i> : Beiträge zur Kenntnis der Nickelamminkomplexe . .	5
Dr. S. v. <i>Szentpétery</i> : Gesteinstypen aus der Umgebung von Lillafüred. (Tafel I.)	10
Dr. v. E. <i>Lengyel</i> : Der genetische Zusammenhang zwischen den Grániten und Gneissen (Tafel II.)	44
Vitéz Dr. <i>Lengyel</i> Endre: A primär parallel szerkezet keletkezési lehetősége. (Összefoglaló kivonat.)	54
Dr. A. von <i>Kiss</i> und Dr. I. <i>Bossányi</i> : Über die Neutralsalzwirkung bei den Ionenreaktionen	59
Dr. v. E. <i>Lengyel</i> : 3. 4. 3' 4' 6'-Pentamethoxydiphenylmethan - 2 - carbonsäure Kristalle	68
Dr. S. v. <i>Szentpétery</i> : Eruptivserie im Savóstale bei Lillafüred (Tafel III.)	72
Dr. v. E. <i>Lengyel</i> : Der Etnaausbruch im Jahre 1928 und sein Gestein. (Tafel IV.)	128
E. R. <i>Schmidt</i> : Die Eruptivgebiete bei Felsőpulya und Pálhegy. (Tafel V.)	148
Dr. T. <i>Széki</i> und Dr. Elisabeth <i>Lakos</i> : Synthese des 2. 4. 5.-Trimethoxyphenylalanins	157



Über die Bestimmung des Mercurio-Ions mittels KCl-Lösung nach der Fajans'schen Methode.*)

Von: L. v. ZOMBORY.

(Eingegangen im Juni 1928.).

Einige Farbstoffe der Fluorescein-Gruppe bilden mit Schwermetallsalz-Lösungen, von dem originalen Farbton abweichend, gefärbte Salze. — Diese Wirkung ist auch dann bemerkbar, wenn das Schwermetall-Ion (z. B. Ag^+) eine kleine Konzentration hat. Bei sehr kleiner Konzentration tritt keine Farbenänderung ein. — Gibt man aber zu solcher Lösung einige Tropfen einer KBr-Lösung, so tritt der Farbumschlag ein.

Die Untersuchungen Lupo-Cramers und die oben beschriebene Erscheinung zum Grunde nehmend, stellte Fajans fest, dass der Farbumschlag der obengenannten Farbstoffen in verdünnten Lösungen nur dann eintritt, wenn feinverteilte Kolloidteilchen anwesend sind. — Die Farbenänderung wird durch die Kolloidteilchen hervorgerufen, an denen die Farbstoffe adsorbiert werden.

Aus den Arbeiten, welche die Adsorptionsfähigkeit der Kolloide behandeln, (Paneth, Gustaver, u. s. w.), stellte es sich heraus, dass die Ionen durch die Solteilchen adsorbiert werden. Wenn die Adsorption der Kationen und Anionen nicht gleich stark ist, so können die Solteilchen elektrisch aufgeladen werden. — Z. B. werden die Ag^+ -Ionen in AgNO_3 -Lösung durch die AgCl -Solteilchen besser adsorbiert, als die NO_3^- Ionen, indem die Ionendimensionen des NO_3^- -Ions nicht in das Ionengitter des AgCl -Kristalls hineinpassen; die Konstitution der Oberfläche des

*) Vorgetragen am 25. April 1928 abgehalt. Sitzung der Math.- und Naturwissenschaftl. Section im Verein „Freunde der Königl. Ung. Universität in Szeged“.

Sols ist als $(\text{AgCl})_n \text{Ag}^+$ annehmbar und der Sol wird positiv geladen. — In KCl-Lösung sind die Dimensionen der Cl' Ionen entsprechender, als die der K^+ -Ionen, deshalb werden die Cl' Ionen besser adsorbiert und laden das Sol negativ auf. — Die Konstitution der Oberfläche des Sols wird $(\text{AgCl})_n \text{Cl}'$ sein.

Auf Grunde dessen ist die Fajans'-sche titrimetrische Methode, wenn der Indikator ein saurer Farbstoff (Fluorescein) ist, folgenderweise erklärbar.

Titrieren wir KCl-Lösung, zu welcher einige Tropfen einer verdünnten Fluorescein-Na-Lösung zugesetzt sind, mit AgNO_3 -Lösung. — Die Farbstoffanionen werden durch die gebildeten AgCl -Solteilchen adsorbiert. — So lange die Cl' -Ionen in Unterschuss sind, ist keine Farbenänderung, (d. h. die Farbe der Lösung ist gelb). — Bei dem Äquivalenzpunkte aber wird die Oberfläche des Sols umgeladen, und die überschüssigen Ag^+ Ionen geben mit den adsorbierten Farbstoffanionen einen rötlichgelben Niederschlag. — Gibt man zur Lösung wieder Cl' -Ionen zu, so werden diese auf den Solteilchen besser adsorbiert, als die Farbstoffanionen, so werden die Letzteren von der Oberfläche verdrängt, und der originale Farbton kehrt wieder zurück.

Bei basischen Farbstoffen (z. B. Rhodamin 6 G), geben das durch die Solteilchen adsorbierte Farbstoff-Kation und das Anion der gebrauchten Alkalihaloid-Lösung einen, den Farbenumschlag hervorrufenden, Niederschlag.

Die verschiedenen Kationen und Anionen werden auf der Oberfläche der einzelnen Solteilchen ungleichartig adsorbiert, welcher Umstand bei Auswählen der, als Indikator gebrauchten, Farbstoffen beachtet werden muss.

Z. B. wird das Anion der Rose-bengale auf der Oberfläche des AgJ weniger, als das J' -Ion, und besser, als das Cl' -Ion, adsorbiert. — Wenn wir eine Lösung, in welcher J' - und Cl' -Ionen anwesend sind, mit AgNO_3 -Lösung titrieren, (in der Anwesenheit der R. b.) — so scheidet sich das AgJ zuerst aus, weil es schwerer löslich ist. — Bei dem Äquivalenzpunkte werden die überschüssigen Ag^+ -Ionen nicht auf die Cl' -Ionen, sondern auf die besser adsorbierten Farbstoffanionen einwirken und es tritt ein Farbenumschlag ein (von rot zum bläulichrot).

Dieses Verfahren ist sehr pünktlich und bequem Jodid-Gehalt neben Chloride zu bestimmen.

Auf Grunde der Untersuchungen Burnsteins scheint es mir wahrscheinlich, dass die Hg^+ - und die Cl^- -Ionen, welche den feinverteilten Hg_2Cl_2 Niederschlag bilden, zur Fällungsanalyse nach der Fajans'schen Methode geeignet werden.

Als Mässlösung, habe ich eine $\frac{n}{10}$ KCl-Lösung gebraucht, welche in einen Mässkolben, mit genauerer Einwägung, aus p. a. KCl hergestellt wurde. Der Titer wurde nach Fajans, bei Gegenwart von Fluorescein, mit $\frac{n}{10}$ AgNO_3 Lösung eingestellt.

Die Titerflüssigkeit war eine $\text{Hg}_2(\text{NO}_3)_2$ -Lösung, aus welcher ich den Hg^+ -Gehalt bestimmen wollte.

Als Indikator diente eine wässrige Lösung (conc 4 gr./1 Liter) des Alizarinsulfosaurén-Natriums.

Zur genau pipettierten KCl-Lösung gab ich 5—10 Tropfen Indikator und aus einer, auf $\frac{1}{20}$ ccm. eingeteilten Bürette lies ich die $\text{Hg}_2(\text{NO}_3)_2$ -Lösung zufließen.

Der anfangs gelbliche Farbton der Lösung ging in gelblich-lila über, und beim Äquivalenzpunkt wurde er rot-lila.

Zur Kontrolle wurde der Hg^+ Gehalt der obigen $\text{Hg}_2(\text{NO}_3)_2$ Lösung gravimetrisch, als Hg_2Cl_2 bestimmt.

I. Tabelle.

$\frac{n}{10}$ KCl cm^3	$\text{Hg}_2(\text{NO}_3)_2$ Lösung cm^3	Hg_2Cl_2 gr aus 20 cm^3 $\text{Hg}_2(\text{NO}_3)_2$ Lösung
10	6.75	0.6930
20	13.55	
30	20.15	
		Hg_2Cl_2 gr aus 40 cm^3 $\text{Hg}_2(\text{NO}_3)_2$ Lösung 1.3904
		Hg^+ -Gehalt aus 20 cm^3 $\text{Hg}_2(\text{NO}_3)_2$ Lösung gr (Mittelwert)
Titrimetrisch		0.5945
gravimetrisch		0.5901

Wie es aus den Daten ersichtlich sind die Resultate gut übereinstimmend.

Die Farbumwandlung ist nicht zu scharf, aber nach einiger Übung ist sie leicht zu bemerken.

Die Titrationen sollen bei Tageslicht durchgeführt werden.

Auch an dieser Stelle spreche ich Herrn Prof. Á. v. Kiss meinen besten Dank dafür aus, dass er mir die Mittel seines Institutes zur Verfügung gestellt hat.

Szeged, Mai, 1928.

- Literatur: K. Fajans u. O. Hassel. Z. f. Elektrochemie
29 (1923) 495;
K. Fajans u. H. Wolff. Z. f. anorg. Ch. 137
(1924) 221;
R. Burstein. Z. f. anorg. Ch. 164 (1927) 1;
R. Burstein. Z. f. anorg. Ch. 168 (1928) 325;
J. Eggert. Lehrbuch d. phys. Chemie. (1926).
-

Beiträge zur Kenntnis der Nickelamminkomplexe. ^{*)}

II. Über die Ni und K bzw. NH₄ Hexammindoppelsalze.

von Dr. E. A. Kocsis.

(Eingegangen im Juni 1928.)

Beim Studium der Bildungsverhältnisse der einfachen Nickelamminkomplexe erscheint auch die Untersuchung der K und NH₄ enthaltenden Ni-Hexammin-Doppelverbindungen als notwendig. Die wasserfreien und wasserhaltigen einfachen Salze sind wohlbekannt, die K und NH₄ haltigen Doppelsalze sind dagegen, soweit es festgesetzt wurde, fast unbekannt. Mit den K und NH₄ Doppelsalzen mit gleichen und verschiedenen Anionen beschäftigten sich J. Ungvári¹⁾ und G. Poma.²⁾ Indem die Resultate der genannten Forscher lückenhaft sind, trachtete ich bei diesen Untersuchungen die Bildungsverhältnisse der K bzw. NH₄ und Ni-Doppelsalzen möglichst vollständig aufzuklären.

Die Herstellung der Verbindungen.

Aus der konz. Lösung der Komponenten habe ich die Verbindungen in jedem Falle so hergestellt, dass in die Lösung NH₃-Gas so lange zugeführt wurde bis die Kristalle sich vollständig ausgeschieden haben. Die Verbindungen wurden nachher zwischen unglazierten Tonplatten behutsam so weit getrocknet, dass ein wenig absorbiertes Ammoniak noch zurückbleiben soll. Das vollständige Verjagen des Ammoniaks führt

^{*)} Vorgetragen an der am 25 April 1928 abgehalt. Sitzung der Math. und Naturwissenschaftl. Section im Verein „Freunde der Königl. Ung. Universität in Szeged“.

¹⁾ Bölcsészeti doktori ért. 1927. Szeged.

²⁾ Gazz. chim. ital. 40. II. 519—25. 10/1; C. 1911. I. 789.

nämlich zum teilweisen Zerfall der Verbindungen. So schwanken die Analysendaten etwas stärker als sonst. Die erwähnten Verbindungen sind in geschlossenem Raume gut haltbar.

Die Beschreibung der Verbindungen.

1. $[\text{Ni}(\text{NH}_3)_6] \text{Cl}_2 \cdot \text{KCl}$ bildet gut ausgebildete lilafärbige Oktaeder und verliert an der Luft langsam Ammoniak.

2. $[\text{Ni}(\text{NH}_3)_6] \text{Br}_2 \cdot \text{KBr}$ kristallisiert in gut entwickelten blaulichlilafärbigen Oktaedern und verliert an der Luft langsam Ammoniak.

3. $[\text{Ni}(\text{NH}_3)_6] \text{J}_2 \cdot \text{KJ}$ bildet schlecht entwickelte blaulichlilafärbige Oktaeder. Verliert an der Luft langsam Ammoniak.

4. $[\text{Ni}(\text{NH}_3)_6] (\text{NO}_3)_2 \cdot \text{KNO}_3$ kristallisiert in schlecht ausgebildeten dunkel blaulichlilafärbigen Oktaedern. Verliert an der Luft Ammoniak.

5. $[\text{Ni}(\text{NH}_3)_6] \text{SO}_4 \cdot \text{K}_2\text{SO}_4$ hat J. Ungvári³⁾ aus der konz. wässerigen äquivalenten Lösung der Komponenten sowohl durch Zuführung des NH_3 -Gases, wie auch durch Auskristallisierung hergestellt. Die Verbindung bildet lilafärbige schlecht ausgebildete Oktaeder, die an der Luft Ammoniak verlieren.

Ergebnisse der Analysen: (Tabelle 1.)

1. $[\text{Ni}(\text{NH}_3)_6] \text{Cl}_2 \cdot \text{NH}_4\text{Cl}$ bildet lilafärbige Oktaeder. Verliert an der Luft langsam Ammoniak.

2. $[\text{Ni}(\text{NH}_3)_6] \text{Br}_2 \cdot \text{NH}_4\text{Br}$ hat J. Ungvári⁴⁾ aus der konz. wässerigen äquivalenten Lösung der Komponenten mit NH_3 -Gas dargestellt. Die Verbindung kristallisiert mit blaulichlilafärbigen Oktaedern. Verliert an der Luft langsam Ammoniak.

3. $[\text{Ni}(\text{NH}_3)_6] \text{J}_2 \cdot \text{NH}_4\text{J}$ gibt helle blaulichlila schlecht ausgebildete Oktaeder und gibt an der Luft langsam Ammoniak ab.

4. $[\text{Ni}(\text{NH}_3)_6] (\text{NO}_3)_2 \cdot \text{NH}_4\text{NO}_3$ bildet helle blaulichlilafärbige schlecht ausgebildete Oktaeder. Verliert an der Luft Ammoniak.

5. $[\text{Ni}(\text{NH}_3)_6] \text{SO}_4 \cdot (\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ hat J. Ungvári⁵⁾ aus der konz. wässerigen äquivalenten Lösung der Komponenten mit

³⁾ Loc. cit. S. 17.

⁴⁾ Loc. cit. S. 16.

⁵⁾ Loc. cit. S. 15.

HN_3 -Gas erzeugt. Kristallisiert in lilafärbigen Oktaedern und gibt an der Luft langsam Ammoniak ab.

Ergebnisse der Analysen: (Tabelle 2.)

Allgemeine Folgerungen.

Wie die experimentellen Beiträge es beweisen, können die K bzw. NH_4 Ni-Hexammin-Doppelsalze mit gleichen Anionen nur aus konz. Lösungen durch NH_3 -Gas erzeugt werden. Aus einer verdünnteren als 70–80% Lösung konnte ich nicht die Doppelsalze gewinnen, sondern in jedem Falle schied sich die entsprechende $2\text{H}_2\text{O}$ enthaltende Ni-Hexammin Verbindung aus.

Derartige Experimente wurden mit Chloriden ausgeführt mit äquivalenten Lösungen und mit $\frac{1}{2}$ und 2 fachen Überschüsse der K bzw. NH_4 Ionen. Die Konzentrationen habe ich zwischen 10–60% variiert. So erwartete ich, dass ich bei veränderlich relativen Konzentrationen der Komponenten verschiedenen zusammengesetzte Verbindungen erhalten werde. Dies ist aber nicht der Fall gewesen, indem sich in jedem Falle eine $2\text{H}_2\text{O}$ enthaltende Ni-Hexammin Verbindung gebildet hatte. Es kann angenommen werden, dass bei den angewandten Konzentrationen die K bzw. NH_4 Ni-Hexammin-Doppelsalze sich deshalb nicht gebildet haben, weil ihre Löslichkeit grösser ist, als die der Ni-Hexammin Dihydraten.

Die Ausscheidung der Verbindungen trat früher oder später nach dem Auflösen der anfangs gebildeten basischen Salze ein, bei den Jodiden, Bromiden aber gleichzeitig mit dem Auflösen der basischen Salze. Die schnelle Ausscheidung ist zur Kristallbildung nachteilig.

Die erwähnten Verbindungen kristallisieren ebenso, wie dieselben Anionen enthaltenden wasserhaltigen Ni-Hexamminkomplexe, in Oktaedern. Die Einführung der K und NH_4 Ionen in die Verbindung beeinflusst demnach die Formen der Kristalle ebenso nicht, wie die Wassermoleküle bei den Hydraten der einfachen Ni-Hexamminkomplexe.

In den Verbindungen vorkommende K und NH_4 Molekeln müssen ausserhalb des $\text{Ni}(\text{NH}_3)_6$ Komplexes Platz finden, indem das Ni-atom mit den NH_3 Molekeln coordinative gesättigt ist.

Die Farbe der entstehenden Verbindungen ist immer blaulichlila und die einzelnen Verbindungen unterscheiden sich von einander nur in Nuanzen. Beim Auflösen in Wasser zerfallen die Verbindungen auf ihre Komponenten. In verdünnten Säuren lösen sie sich auf. Die Jodide lösen sich in Wasser, wie auch in verdünnten Säuren viel schwerer auf.

Die erwehnten Doppelsalze verlieren an der Luft, qualitativ geprüft, viel langsamer Ammoniak und deshalb ändern sie ihre Farbe auch langsamer, als die entsprechenden Anionen enthaltenden wasserhaltigen Ni-Hexamminkomplexe. Was ihre Beständigkeit betrifft, unterscheiden sie sich nur wenig von einander. Die Sulfate sind die unbeständigsten.

Die weiteren Untersuchungen sind im Gange.

Bei den Versuchen habe ich teils die Instrumente benutzt, die der Ung. Staatsfond zur Förderung der Naturwissenschaften dem Institute zur Verfügung gestellt hatte.

Auch an dieser Stelle bin ich Herrn Prof. Dr. Á. v. Kiss dankbar, dass er mir die Mittel seines Institutes zur Verfügung stellte.

Szeged (Ungarn), April, 1928.

Tabelle 1.

	Ni %		NH ₃ %		Cl %		Br %		J %		NO ₃ %		SO ₄ %		K %	
	Ber.	Gef.	Ber.	Gef.	Ber.	Gef.	Ber.	Gef.	Ber.	Gef.	Ber.	Gef.	Ber.	Gef.	Ber.	Gef.
1.	19·11	19·75	33·29	34·37	34·65	34·02	—	—	—	—	—	—	—	—	12·74	11·86
2.	13·34	13·95	23·22	23·72	—	—	54·49	53·18	—	—	—	—	—	—	8·88	9·08
3.	10·10	10·48	17·59	18·60	—	—	—	—	65·53	64·78	—	—	—	—	6·73	6·13
4.	15·20	15·64	26·48	27·51	—	—	—	—	—	—	48·19	46·61	—	—	10·13	10·24
5.*	13·62	13·96	23·71	24·02	—	—	—	—	—	—	—	—	44·58	44·08	18·15	18·98

Tabelle 2.

	Ni %		NH ₃ %		Cl %		Br %		J %		NO ₃ %		SO ₄ %		NH ₄ %	
	Ber.	Gef.	Ber.	Gef.	Ber.	Gef.	Ber.	Gef.	Ber.	Gef.	Ber.	Gef.	Ber.	Gef.	Ber.	Gef.
1.	20·57	20·21	35·82	35·71	37·29	36·52	—	—	—	—	—	—	—	—	6·34	6·69
2.	14·02	14·08	24·41	24·63	—	—	57·26	56·68	—	—	—	—	—	—	4·30	4·55
3.	10·49	10·74	18·25	18·47	—	—	—	—	68·03	67·27	—	—	—	—	3·22	3·40
4.	16·08	16·45	28·01	27·72	—	—	—	—	—	—	50·48	50·60	—	—	4·94	5·23
5.	15·08	14·85	26·27	26·79	—	—	—	—	—	—	—	—	49·38	49·56	9·27	9·04

* Daten sind von J. Ungvári übernommen.



Gesteinstypen aus der Umgebung von Lillafüred.

Von: Prof. S. von SZENTPÉTERY.

Im Bükk-Gebirge, in der Gegend von Lillafüred, westlich von Diósgyőr sind zwei mächtige eruptive Züge zu finden, die zwischen aus dem mitteltriadischen und unterkarbonischen Ablagerungen eingefaltet sind und im grossen und ganzen eine O-W-liche Richtung besitzen.

Auf Grund meiner detaillierten Untersuchungen ergab sich, dass diese ineinander gepressten, sich grösserenteils in ähnlichen Erhaltungszustand befindlichen Eruptivgesteine aus mehreren Eruptionsreihen stammen, von welchen die ältesten in dem intrakarbonischen, die jüngsten in dem intratriadischen Zeitalter gebildet wurden; höchstwahrscheinlich war auch eine mittlere Reihe.

Vom geologischen Erscheinen¹⁾ und von den petrologischen Verhältnissen²⁾ dieser Gebilde habe ich bereits einzelne Beobachtungen mitgeteilt; jetzt neuerdings vollzog ich an ihnen detaillierte physiographische Untersuchungen, und zwar mit jener wissenschaftlichen Ausrüstung, **die mir der „Ungarische Naturwissenschaftliche Landesfond“ zur Verfügung gestellt hat.** Die Ergebnisse dieser Untersuchungen beginne ich in dieser Abhandlung mitzuteilen, so, dass ich jetzt nur einige wichtige Typen verschiedenem geologischen Erscheinen und Erhaltungszustand, in Verbindung mit den aus denselben bereiteten chemischen Analysen bespreche.

¹⁾ S. v. SZENTPÉTERY: Die petrologischen Verhältnisse der Paläo- und Mesoeuptiven von Diósgyőr und Szarvaskő, Jahresbericht d. Ung. Geol. Anstalt f. 1917—19. Budapest 1923. pag. 75—88. Ungarisch.

²⁾ S. v. SZENTPÉTERY: Gepresste Eruptivgesteine aus Ungarn. Verhandlungen der Geolog. Bundesanstalt, 1924. No. 8. p. 1—16. Wien 1924.

Einer der zur Besprechung kommenden Typen stammt aus dem vorherrschenden Gebilde des von Lillafüred südlich liegenden Bagolyberges, aus der grossen Quarzporphyrmasse:

Mikrogranitporphyr.

Die Quarzporphyrmasse des Bagolyberges vertritt in dieser Gegend auf grösstem Gebiete die zwischen ziemlich gleichförmigen geologischen Verhältnissen erscheinenden eruptiven Gebilde. Südlich von Lillafüred bildet diese Masse den breiten Grat des Bagolyberges, in der Gemarkung der Gemeinde Ujhuta. Ihr ganzes Auftreten kann so aufgefasst werden, wie ein mächtiger Aufbruch, welcher durch ältere, ganz zusammengepresste Porphyroidarten an die Oberfläche, resp. ein grosser Teil derselben nur in die Nähe der Oberfläche gelangte. Das im grossen und ganzen eine NNW-SSO-liche Streichenrichtung besitzende Vorkommen ist ziemlich zerbrochen und geklüftet, vielleicht deshalb, weil sie sich dem Stress gegenüber nicht so plastisch verhalten hat, wie die sie umgebenden Porphyroide.

Der Aufbau der Masse ist in mehreren kleinen Steinbrüchen gut sichtbar, besonders im südlichen Teile. Sie besteht ausschliesslich aus Quarzporphyr und dessen Tuff, in welchen man viele Porphyroideinschlüsse von älterem Typus finden kann. Hier kommen mehrere Arten des Quarzporphyrs vor, und zwar von den Abarten ursprünglich ganz hyalinischer Grundmasse, also vom Vitrophyr bis zum Mikrogranitporphyr, ja, an einzelnen Stellen habe ich sogar auch typischen Mikrogranit gefunden. An den meisten Stellen hat die Presswirkung am Quarzporphyr selbst nur kleinere Spuren hinterlassen, während der Tuff, der auf jeder Seite in buntem Durcheinander zu finden ist, ziemlich gepresst und gefaltet ist. In dem Auftreten des Tuffes konnte ich keine Regelmässigkeit nachweisen, nur im nördlichen Teile des Vorkommens, am oberen Teile des Kerekberges habe ich eine etwas verwaschene Transversalschieferung erfahren. Ansonsten ist er ebenso zusammengebrochen und geklüftet, wie der Quarzporphyr selbst.

Sehr charakteristisch für die Masse sind jene unzähligen kleinen Quarzitgänge, seltener mikropegmatitische Gänge, die besonders im südlichen Teile des Bagolyberges in grosser Mannigfaltigkeit zu finden sind. Ihre Dicke beträgt gewöhnlich nur

einige cm. (auch einige mm. dünne kommen vor); man findet aber auch m. dicke.

Das analysierte und jetzt näher zu besprechende Typus: der Mikrogranitporphyr, stammt aus dem südlichen Teile des Bagolyberges, aus dem neben dem Weg, am Waldesrand befindlichen, mannigfache Gesteine enthaltenden Steinbruche.

In seiner lichtgrauen, mit freiem Auge dicht, mit Lupe körnig scheinenden Grundmasse sind ziemlich viel 1—4 mm.-ige porphyrische Quarzkörner und spärlicher weisse, nur manchmal glänzende Feldspatkristalle wahrnehmbar. In grossen Massen betrachtet, bemerkt man eine geringe parallele Anordnung am Gestein, besonders infolge der sich in eine Richtung ziehenden Eisenhydroxydfärbung, welche auch die Scheideflächen überzieht. Diese Färbung wird manchmal im ganzen Gestein allgemein und verleiht diesem eine blassgelbe oder blassbraune Farbe.

Die mikroskopische Untersuchung ergab folgendes Resultat: Die Grundmasse ist mikrogranitisch und von sehr wechselnder Korngrösse. Durchschnittlich herrschen die 80 μ messenden Körner vor, aber auch kleinere sind in genügend grosser Anzahl; die kleinsten sind 8—10 μ , während die grössten bis 0.4 mm. erreichen. Der Menge nach herrscht darin der Feldspat vor, während der sehr gleichmässig verteilte Quarz nur beiläufig die Hälfte des Feldspates ausmacht. Die übrigen Gemengteile sind minimal.

Von den Feldspaten der Grundmasse kann man nur wenige näher bestimmen, indem sie sehr zersetzt sind. Das wichtigste Zersetzungsprodukt, der weisse Glimmer: der *Serizit* kommt sehr gleichförmig in cca 100 μ breiten, aber aussergewöhnlich dünnen Lamellen vor, die im ganzen Gestein in einer Richtung angeordnet sind, was besonders an Querschliffen sehr gut wahrgenommen werden kann. Die näher bestimmbareren grösseren und frischeren Feldspate sind *Orthoklas*- und *Albit-oligoklasarten*. Sie enthalten winzige Ferriteinschlüsse und an den Rändern zerfasern sie sich häufig. Der weisse Glimmer durchwebt hauptsächlich die Randteile des Feldspates und zerteilt ihn an vielen Stellen zu einem Haufen winziger Körner, die von den Lamellen des weissen Glimmers zusammengehalten werden, ihre Auslöschung ist aber mit dem Hauptkristalle im-

mer übereinstimmend. Ausser diesen Feldspaten von älterem, zersetztem Erscheinen kommen in der Grundmasse auch reine und frische *Albit*kriställchen vor, gewöhnlich in Gemeinschaft mit Quarzanhäufungen, die teils vielleicht auch nachträglichen Ursprungs sind.

Also infolge der Pressung begann auch die *Albit*bildung, neben der vorherrschenden Glimmerisierung.

Die *Quarz*kristalle der Grundmasse bilden ebenso xenomorphe Körner, wie die Feldspate, nur viel kleinere. Es ist für sie charakteristisch, dass sie ebenfalls ziemlich unrein sind. Ein jedes Korn besitzt eine undulöse Auslöschung, aber sie zeigen keine grösseren mechanischen Umformungen: wenn mehrere Körner bei einander sind, berühren sie einander meist mit ebenen Flächen, und wo ihre Berührungslinie auch nicht ganz gerade ist, ist sie auch nicht viel unregelmässiger, wie bei den nicht gepressten Mikrogranitporphyren. Eine ausgesprochen verzahnte Struktur habe ich nirgends gefunden.

In der Grundmasse kommen auch in ziemlich beträchtlicher Menge granophyrisch verwobene Körner vor, deren Gestalt ebenso unregelmässig ist, wie die des erwähnten Quarzes und Feldspates, und deren Grösse der des Feldspates entspricht. Die Form der Verwachsung ist sehr verschiedenartig, was hauptsächlich eine Folge der verschiedenen Richtungen der Durchschnitte ist; aber mancherorts ist sie auch von der Verwachsungsweise abhängig verschieden. Von der Beschreibung der ausserordentlich grossen Mannigfaltigkeit will ich absehen, nur jenen merkwürdigen Fall erwähne ich, in dem die Verwebung des Quarzes und Feldspates in Kreuz- oder Doppelkreuz — ähnlichen Richtungen geschieht, so, dass das kreuzbildende Substanz von untergeordneter Menge ist, und entweder Quarz oder Feldspat. Ein Fall dieser Verwachsungsart ist jener, in dem das Material des Kreuzes von aussergewöhnlich feinen Fasern bestehenden Quarz oder Feldspat, oder aus sehr fein verwobenen, aber vom Grunde verschieden orientierten einheitlichen Granophyr besteht. Der Feldspat des Granophyrs kann wegen seiner Feinheit kaum näher bestimmt werden, aber sämtliche Bestimmungsdaten weisen auf Alkalifeldspate.

Von den übrigen Mineralien der Grundmasse erwähne ich den *Limonit*, der in Form einzelner Körner, staubförmiger Flau-

fen und Färbungen vorkommt, dann den *Haematit*, der in winzigen blutroten Körnern auftritt. Hier und da kann man auch eine *chloritische* Färbung wahrnehmen.

Der Quarzeinsprengling ist ein typischer *Porphy Quarz*. Die Umbildungsweise der in die normalen, sackförmigen Eintiefungen und verschiedenartigen Einbuchtungen anderer Form eingedrungenen Grundmasse ist eine ebensolche, wie die der beschriebenen. Die Umwandlung ist also im ganzen Gestein gleichartig.

Die Einschlüsse und Interpositionen sind ebenso, wie bei den Porphy Quarzen im Allgemeinen. Charakteristisch ist, dass die Grenzlinien an vielen Stellen nicht scharf sind. Die etwas verwaschenen Umrisse verursacht der Umwachsungshof, in anderen Gesteinteilen aber gut wahrnehmbar die Resorption (Korrosion). Die undulöse Auslöschung ist ziemlich stark und ist ohne Ausnahme überall vorhanden. Es ist auch interessant, dass die Serizitisierung der Feldspate der Grundmasse neben den Porphy Quarzen bedeutend stärker ist, wie anderorts. Aus den Rändern einzelner Quarzkristalle sind kleinere Stücke abgebrochen, und diese Stücke werden gewöhnlich mit nachträglichem Produkt mit dem ursprünglichen grossen Kristall verbunden.

Der *Feldspateinsprengling* befindet sich in einem stark umgewandelten Zustand, so, dass man nicht einmal seine ursprüngliche Menge genau bestimmen kann. Wenn man überhaupt die ursprüngliche Gestalt des einstigen Feldspatkristalls ausnehmen kann, es also sicher bestimmbar ist, dass es porphyrischer Feldspat war, auch in diesem Falle ist seine Substanz schon in Serizit oder Serizit und Albit haufen umgewandelt. In der aus dem Gestein gefertigten Dünnschliffserie habe ich kaum einige näher bestimmbare Körner gefunden, die sich als *Orthoklas*³⁾ mit vielen optischen Anomalien erweisen, dass aber auch *Plagioklas* porphyrisch ausgeschieden war, das zeigen einige grössere glimmerige Kristalle, bei denen die Zwillinglamellierung sehr schwach noch wahrnehmbar ist.

³⁾ Die qualitative chemische Analyse der aus dem Gestein ausgewählten Feldspatkörner beweisen Na-reichen K-Feldspat. CaNa-Feldspat konnte ich chemisch nicht nachweisen, trotzdem das Gestein sicher auch solchen enthält.

Die hauptsächlich aus *Pennin* bestehenden chloritischen Pseudomorphosen zeugen deutlich auf *Biotit*. Zwischen den unregelmässig geordneten Penninlamellen ist reichlich *Limonit* und *Haematit*, ausserdem *Titanit* und *Rutil*, anderorts auch *Epidot* zu finden. Der *Apatit* ist sehr selten, ebenso der *Zirkon*, noch seltener ist der lichtbraune *Granat*, der sich in stark glimmerigem Zustand befindet.

In der Mikrogranitporphyrmasse des erwähnten Steinbruches am Bagolyberge, von wo das beschriebene Gestein stammt, sind sehr viele Gänge und gangförmige Bänder wahrnehmbar. Von diesen erwähne ich nur jene Bänder, die den Schlieren der Tiefengesteine sehr ähnlich sind: diese bestehen ebenfalls aus Mikrogranitporphyr, nur sind sie etwas grosskörniger und enthalten auch *Pyrit* und *Turmalin*. In einem anderen solchen, nicht scharf abgegrenzten, grosskörnigerem Bande sind grünlichbraune winzige Glimmerlamellen von *Biotit*-Art in sehr grosser Anzahl.

Zur Bauschanalyse nahm ich vom reinsten und frischesten lichtgrauen Gesteinteil. Die Analyse vollzog Herr dipl. Ing. Chem. EDMUND POLNER in dem unter meiner Leitung stehenden mineralogisch-geologischen Institute der Universität. Behufs Vergleichung teile ich die chemische Analyse und Umrechnung jenes aus Gölnicbánya (SÖ-lich von Gölnicbánya, Grellenseifental, von der Halde der Micheli Jezercegrube) stammenden Porphyroids mit, welches Gestein Dr. BÉLA HORVÁTH analysiert und PAUL ROZLOZNIK beschrieben⁴⁾ hat.

	Ursprüngliche Analyse	
	Lillafüred	Gölnicbánya
Si O ₂	77·00%o	75·63%o
Ti O ₂	—	Spur
Al ₂ O ₃	11·80%o	12·87%o
Fe ₂ O ₃	0·15%o	0·75%o
Fe O	0·16%o	1·21%o
Mg O	0·22%o	0·28%o
Ca O	0·44%o	1·25%o
Na ₂ O	2·82%o	0·84%o
K ₂ O	6·25%o	7·08%o
H ₂ O	0·72%o	0·20%o
H ₂ O	0·14%o	—
Summe	99·70%o	100·11%o

⁴⁾ Die montangeol. Verhältnisse von Aranyida. Mitt. a. d. Jahrbuche d. K. Ung. Geol. Anst. Bd. XIX. p. 288—289. Budapest 1912.

Die Daten der ursprünglichen Analyse beweisen, dass beide Gesteine in die sauerste Serie gehören,⁵⁾ dass sie auf der höheren Stufe der Aciditen stehen und Glieder der Alkalreihe sind; das Gölnicer Gestein, welches auffallend wenig Na_2O enthält, kann direkt in die Kalireihe eingereiht werden. In Betreff der Alkalienmenge, steht der Porphyr von Lillafüred höher, denn er enthält davon über 9%. Dieser Umstand, in Verbindung mit der grösseren Menge der Kieselsäure, zeigt, dass es ein saureres Gestein ist, als das Gölnicer, in dem die Menge des CaO beinahe eine dreifache ist. In dem Verhältnisse des MgO zum CaO , sowie zum FeO , aber auch die übrigen Verhältnisse betreffend sehe ich trotz der Ähnlichkeit der ursprünglichen Analysen keine grosse Verwandtschaft:

	Lillafüred	Gölnicbánya
$MgO: CaO$	1:2	1:4.4
$CaO: Alk$	1:20	1:6.3
$CaO: Al_2O_3$	1:26	1:10

Wenn wir die Molekularprocente betrachten, erhalten wir ein ähnliches Ergebnis:

$MgO: CaO$	1:1.4	1:3
$CaO: Alk$	1:14	1:4
$CaO: Al_2O_3$	1:14	1:5.6

Werte nach A. OSANN:⁶⁾

	<i>s</i>	<i>A</i>	<i>C</i>	<i>F</i>	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>f</i>	<i>n</i>	<i>sor</i>
Lillafüred	83.94	7.33	0.26	0.88	26	1	3	4.0	δ_-
Typ. Round	82.22	7.31	0.45	0.98	25.5	1.5	3	3.9	δ
Gölnicbánya	82.33	5.80	1.46	2.17	18.5	4.5	7	1.5	ε

Diese *Typenwerte* zeigen schon grosse Abweichungen zwischen den beiden einheimischen Gesteinen. Beim Gestein von Lillafüred ist der Alkalifeldspatkern (*A*) so über den Ca-Feldspatkern (*C*), wie über die Oxyde der zweiwertigen Metalle

⁵⁾ H. St. WASHINGTON: Chemical Analyses igneous rocks. Prof. Paper. 99. Washington 1917. — A. OSANN: Beiträge zur chemischen Petrographie. II—III. Teil. Stuttgart 1905, 1916.

⁶⁾ A. OSANN: Der chem. Faktor etc. Abh. d. Heidelb. Akad. 8. 1919 und 9. 1920. Über top. Gesteinsparameter. Sitzb. d. Heidelb. Akad. 26. 1914. — Petrochem. Untersuch. Abh. d. Heidelb. Akad. 2. 1913.

(F) vorwiegend herrschend. Dies zeigt sich am besten, wenn man sie in Verhältnis stellt:

	A : C	A : F	A : C + F
Lillafüred	28:1 . . .	8:3:1 . . .	6:4:1
Gölnicbánya	4:1 . . .	2:6:1 . . .	1:6:1 .

Die Eigenschaften der beiden Gesteine stimmen etwas überein auf Grund des charakteristischen Verhältnisses des Kieselsäure und der feldspatbildenden Kerne:

	6A : s	6A + 2 C : s
Lillafüred . . .	1:1:9 . . .	1:1:8
Gölnicbánya . . .	1:2:3 . . .	1:2:1

Das Vorherrschen der sämtlichen Kieselsäuremenge (s) ist im Gestein von Gölnic offenkundig. Ich erwähne noch, dass der Alkalikoeffizient (n) im Porphyroid von Gölnic wahrhaft abnormal gering ist.

Auf Grund dieser Typenwerte fällt der Mikrogranitporphyr von Lillafüred in Osann's Tabelle in den Typ. 6. Mt. Round, so stimmt er am besten mit dem Rhyolith vom Round Mt. (Col.) überein, dessen Werte, wie wir oben gesehen haben, sehr ähnlich sind. Der Porphyroid von Gölnic stimmt am besten mit dem in den 13. Typ. gehörenden Lithoidit überein, dessen Fundort Obsidian Cliff, Yell. ist, aber er ist den Werten des Rhyoliths, (Slate Creek) welcher den 21. Typus vertritt, ebenfalls sehr ähnlich.

	s	A ₆ C ₂ F	k
Lillafüred	83.94 . . .	45.38 . . .	1.80
Gölnicbánya	82.33 . . .	39.89 . . .	2.06

Bei diesen *Familienwerten* ist der Kieselsäurekoeffizient (k) des Gesteins von Gölnic aussergewöhnlich gross, was eventuell auf die Auslaugung zurückgeführt werden kann. Ansonsten stimmen diese Werte im grossen und ganzen mit den Werten der Quarzporphyrfamilie überein, besonders dann, wenn wir nicht die Mittelwerte, sondern das Maximum des s und k und das Minimum des A₆ C₂ F nehmen:

	s	A ₆ C ₂ F	k
Quarzporphyrfamilie . .	80.29 (Mittelw.) . .	48.43 (Mittelw.) . .	1.66 (Mittelw.)
"	82.56 (Max.) . . .	45.72 (Min.) . . .	1.80 (Max)

Auf Grund dessen ist der grosse Säurigkeit beider Gesteine offenbar, da der Kieselsäurekoeffizient die möglichst

grössten Werte zeigt, während die Menge der zum Binden der Kieselsäure dienenden Mineralienkerne ($A_6 C_2 F$) weniger als der Mittelwert beträgt.

	<i>S</i>	<i>Al</i>	<i>F</i>		<i>Al</i>	<i>C</i>	<i>Alk</i>	<i>NK</i>	<i>MC</i>
Lillafüred	27	2.5	0.5	. . .	15	1	14	. . 4.0	. . 4.0
Rhyolith, Round Mt.	27	2.5	0.5	. . .	15	0.5	14.5	. . 2.7	. . 3.7
Gölnicbánya	26	3	1	. . .	16	3	11	. . 1.5	. . 2.4

Die Verwandschaft der zwei besprochenen Gesteine ist vielleicht auf Grund dieser *Parameter* am grössten. Der $Al_2 O_3$ Überschuss des Gesteins von Gölnic tritt hier am besten hervor. Auf Grund dieser Parameter stimmt das Gestein von Lillafüred am besten mit dem Rhyolith No. 444. (Round Mt. Col.) in Osann's Tabelle überein, also mit jenem Gestein, mit dem er auch auf Grund der Typenwerte übereinstimmte; der Hauptunterschied liegt im Werte des *NK*, da dieser Rhyolith ein sehr starkes Kaligestein ist. Der Porphyroid von Gölnic aber stimmt am besten mit dem Rhyolith No. 479. (Slate Creek) überein, zu welchem er auch auf Grund der Typenwerte eine Verwandtschaft zeigte. Auch in Betreff des Tonerde-Überschusses sind sie vollkommen gleich, nur der *NK*-Wert ist verschieden, dessen geringes Quantum, also das Übergewicht des $K_2 O$ beim Gestein von Gölnic wirklich auffallend ist.

Wenn wir diese Parameter als *Gruppenwerte* betrachten, so sehen wir, dass sie mit den Mittelwerten der Alkali-quarzporphyrfamilie ($S Al F = 26, 3, 1, Al C Alk = 14.5, 1.5, 14$) ziemlich übereinstimmen.

Molekularwerte nach P. NIGGLI:⁷⁾

	<i>si</i>	<i>qz</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>m</i>
Lillafüred	523	. . + 235	. . 47	. . 4	. . 3	. . 46	. . 59	. . 57	. . 5
Alkalirhyolith, Creede	523	. . + 231	. . 46	. . 4.5	. . 1.5	. . 48	. . 61	. . ?	. . 4
Gölnicbánya	465	. . + 233	. . 46.5	. . 12.5	. . 8	. . 33	. . 84	. . 21	. . 4

Auf Grund dieser Werte zeigt sich hauptsächlich die Übereinstimmung und der Unterschied zwischen der zwei besprochenen Gesteinen. Das wichtigste hier ist, dass im Gestein von Lillafüred bei viel höherer Kieselsäurezahl (*si*) die Quarzzahl (*qz*) nur so gross ist, wie im Porphyroid von Gölnic, wessen Ursache in der grossen Verschiedenheit der *alk*-Werte

⁷⁾ P. NIGGLI: Gesteins- und Mineralprovinzen. Bd. I. Berlin 1923.

zu suchen ist. Was die *k* und *mg*-Verhältnisse betrifft, liefert eher das Gestein von Lillafüred die normalen Werte, weil z. B. ein so hoher Wert der Orthoklasmoleküle, wie der, welchen im Gestein von Gölnic das *k*-Verhältnis zeigt, kommt im System Niggli's kaum vor, hauptsächlich nur bei den leucitischen Gesteinen.

Bei der Einreihung in das System ist die gegenseitige Verhältnisse der Molekularwerte eine sehr gute Basis:

	<i>c:fm</i>	<i>c:alk</i>	<i>c:al</i>	<i>fm:al</i>	<i>fm:alk</i>	<i>alk:al</i>
Lillafüred . .	1:1.3	1:15	1:15	1:11	1:11	1:1.02

Das Gestein passt in das alkaligranitische Magma hauptsächlich auf Grund des *alk:al*-Verhältnisses, welches gleichwertig ist; er zeigt aber auch eine nahe Verwandtschaft mit dem aplitgranitischen Magma, mit welchem sein *c:fm*-Verhältnis gleich ist. Auf Grund der übrigen Verhältniszahlen nimmt er zwischen beiden Magmen Platz, näher zum aplitgranitischen Magma. Von den einzelnen Gesteinen stimmen seine ursprüngliche Molekularwerte beinahe pünktlich mit dem zum alkaligranitischen Magma gehörenden 1. Alkalirhyolith (Creede, Col.) überein.

Der Porphyroid von Gölnicbánya passt hauptsächlich in das rapakiwitische Magma, er zeigt aber auch zum engadinitischen Magma viele verwandte Züge. Unter den einzelnen Gesteinen stimmt er am besten mit dem 3. Rapakiwigranit überein (Pyttelaks, Finl.).

	<i>qu</i>	<i>or</i>	<i>ab</i>	<i>an</i>	<i>hy, mt</i>	<i>di mt</i>
Lillafüred	38	35	24.5	0.5	—	2
Alkalirhyolith, Creede	38	37	22	—	—	3
Gölnicbánya	43	40	7	6	4	—

Bei dieser *magmatischen Mineralienreihe* ist es interessant, dass im Gestein von Lillafüred, trotz der viel grösseren *si*-Zahl doch um vieles weniger normativer Quarz ist. Dessen Ursache ist der grosse Unterschied beider Gesteine im *si: alk*-Verhältnis. In den zwei Gesteinen verursacht die Verschiedenheit des magmatischen femischen Minerals das *alk: al*-Verhältnis, welches beim Gestein von Lillafüred nur 1:1.02, bei dem von Gölnic aber 1:1.4 beträgt; bei diesem Letzteren ist also das überflüssige, mit *al* nicht sättigbare *c*-Zahl sehr gering. Übrigens

stimmt die Norm des Mikrogranitporphyrs von Lillafüred hauptsächlich mit der Norm des aplitgranitischen Magmas überein, während das *or + ab : an*-Verhältnis unbedingt auf alkaligranitischen Magma deutet; unter den einzelnen Gesteinen aber besitzt der Mikrogranitporphyr eine ganz identische Norm mit dem einen Typus des alkaligranitischen Magmas: dem Alkalirhyolith von Creede. Die Norm des Porphyroid von Gölnicbánya stimmt mit der Norm keines Magmas überein.

Im *amerikanischen System*⁸⁾ ist der Platz des Mikrogranitporphyrs von Lillafüred zwischen den Alaskit und Rhyolith, was seiner Zusammensetzung pünktlich entspricht. Der Gölnicer steht am nächsten zum Rhyolith von Nagymihály (Mihályos), aber er steht auch nahe zum Dellenit (Liparodacit).

Auf Grund des Angeführten passt dieser charakteristische Vertreter der Quarzporphyrmasse der Gegend von Lillafüred: der Mikrogranitporphyr des Bágolyberges in die Quarzporphyr-Rhyolithfamilie genau hinein und ist als solches Glied derselben zu betrachten, welches sich dem Alkaliquarzporphyr nähert.

Porphyroid.

Ein charakteristischer Vertreter des grossen Porphyroidgebietes, welcher die besprochene Quarzporphyrmasse des Bágolyberges umgibt, ist jener Porphyroid, welchen ich SÖ-lich von Lillafüred, in der Gegend der Côte 335 m. des Bányavölgy von Óhuta auf einem ziemlich grossen Gebiete gefunden und kartiert habe. Sein Erscheinen in der Natur ist dem Phyllit am ähnlichsten, sein Porphyroidcharakter ist aber bei genauerer Untersuchung sofort feststellbar.

Er ist ein blassgrünes, dicklamelliges Gestein, und hat auf seinen Absonderungsflächen hie und da einen schwachen Seidenglanz. Seine Hauptmasse ist aussergewöhnlich dicht; auf seinen Absonderungsflächen, aber auch auf seinen Kreuz-

⁸⁾ Cross-Iddings-Pirsson-Washington: Quant. Classification of igneous rocks. Chicago 1903.

brüchen können wir kleine Flecke mit einem Seidenglanz und etwas kleinere (1—2 mm.) blässgelbliche glanzlose Feldspatkriställchen und sehr selten Quarzkörner wahrnehmen. Häufig sind limonitische Flecke von genügend regelmässiger Form. Die Absonderungsflächen sind stellenweise von einer gelblichen, bräunlichen limonitischen Haut überzogen.

Sein mikroskopisches Bild ist ziemlich mannigfaltig. Seine *Grundmasse* ist zwischen der felsitischen und mikrogranitischen Ausbildung, die Grösse der Quarz- und Feldspatkörner ist durchschnittlich 10—20 μ , aber es gibt Stellen, wo diese bedeutend grösser, und auch solche, wo sie etwas kleiner sind. Diese Stellen von verschiedener Korngrösse wechseln stellenweise in der Form gut wahrnehmbarer Flecke mit einander ab. Die einzelnen Körnchen sind an vielen Orten etwas gestreckt, und zwar in einer Richtung. Der Ausbildung nach einer Richtung geben die sich ziemlich häufig in einer Richtung ziehenden chloritischen Flecke einen noch besseren Ausdruck, aber besonders die sehr wenigen, aber pünktlich nach einer Richtung angeordneten Serizitlamellen zeigen gut die Richtung der Schieferung.

Die Quarz- und Feldspatkörnchen sind im besten Falle sehr gut von einander unterscheidbar. Sie sind vollkommen xenomorph. Die Menge des *Quarzes* ist viel geringer, als die des Feldspates. Die Art des *Feldspates* kann man kaum bestimmen, man kann nur darauf schliessen. Auf Grund der Inbetrachtung sämtlicher optischer Angaben nehme ich an, dass es Orthoklas und saurerer Plagioklas ist. Ebendieselbe Folgerung erlauben auch die mit der Grundmasse vollzogenen qualitativen chemischen Untersuchungen. An manchen Stellen ist auch eine *granophyrische Verwachsung* wahrnehmbar, und diese ist manchmal so dicht, dass man sie felsitisch nennen muss. Der Feldspat ist so ziemlich, oder auch ganz frisch und der in der Grundmasse auftretende Serizit kommt hauptsächlich längs der chloritischen Bänder und in der Nähe porphyrischen Feldspates vor, entfernter von diesen nur sehr selten. Die vereinzelt Kriställchen des Serizit bilden hie und da fast idiomorphe, dünne Lamellen, deren Grösse sich manchmal bis 1—2 μ hebt; die in Haufen und in den chloritischen Streifen vorkommenden sind noch grösser, aber ganz unregelmässig.

Es ist jedenfalls eigentümlich, aber vom Gesichtspunkte der Entstehung des Gesteins scheint der in der Grundmasse in einer ziemlichen Menge angehäuften *Chlorit* wichtig, welcher in einzelnen Streifen, hauptsächlich aber in der Form grossen und ganz unregelmässigen Flecken an sehr vielen Stellen vorkommt und der Grundmasse hie und da ein Aussehen verleiht, als sie aus Gesteinsbrocken zusammengesetzt wäre. Ausserdem sind in der Grundmasse sehr viele, aber ausserordentlich kleine, stark lichtbrechende Mineralkörner (nicht zu erwähnen die in den chloritischen Bändern vorkommenden, bedeutend grösseren Körner, von welchen wir später sprechen werden). Der grösste Teil derselben ist so unendlich klein, dass man sie nicht einmal mit der stärksten Vergrösserung bestimmen kann; es kommen aber auch grössere, aber sich höchstens bis zur Grösse von einigen μ erhebende *Titanit*körner, hie und da mit einem *Rutil*-kranze, dann Haufen von *Rutil*nadeln („Tonschiefernädelchen“) und sehr gute idiomorphe *Anatask*kriställchen. Aber es kommen auch schwarze *Ferrithaufen* und winzige *Magnetit*körner vor. Ich muss bemerken, dass in der Grundmasse auch viel reinere Teile sind, in welchen diese kleinen Gebilde ganz oder beinahe gänzlich fehlen. Diese Teile sind gewöhnlich grosskörniger und besitzen die Gestalt eines längeren Fleckes; manchmal sind sie auch linsenförmig. Die einstige Brockenstruktur ist nur hie und da wahrzusehen, meistentheils ist es fast oder ganz verwaschen.

Unter den *Einsprenglingen* erwähne ich zuerst den seltenen *Quarz*, der beinahe immer in eigentümlichen, eckigen Bruchstücken erscheint; dies sind manchmal dünne Splitter, die zuweilen von einem nachträglichen Fortwachsungshof umgeben sind. Es gibt auch Beispiele von Ergänzung, Ausheilung abgebrochener Teile. Für die Quarzeinsprenglinge charakteristische corrosionale Erscheinungen und andere Porphy Quarzeigenschaften sind an den meisten Bruchstücken wahrnehmbar. Es gibt aber auch nur chemisch deformierte Kristalle.

Der *Feldspat* ist ein überwiegend vorherrschender Einsprengling. Seine Kristalle sind stellenweise idiomorph, anderorts Bruchstücke, überall undulös auslöschend und meist sehr stark umgewandelt. Von den am frischesten gebliebenen haben sich die noch bestimmbaren als *Orthoklas* erwiesen. Jene nach der Kristallachse *a* ausgestreckte und nach der Basis (001) lamel-

lige Formen sind idiomorphe Kristalle, an welchen ich Karlsbader und in einigen Fällen eine Manebacher Zwillingsbildung wahrgenommen habe; meist sind es aber einfache Kristalle. Infolge der Zersetzung bildeten sich aus Serizitschuppen und *Albit*-körnern bestehende Aggregate, in welchen ich keinerlei regelmässige Anordnung der bildenden Elemente wahrgenommen habe; ich fand hingegen an mehreren Stellen typische *Schachbrett-Albitbildung*, wo aber kein Serizit vorhanden ist.

Der *Albit* kommt übrigens auch in linsenförmigen, aus kleinen xenomorphen Kristallen bestehenden Aggregaten vor; gewöhnlich ist er allein, seltener in Gemeinschaft mit Quarz. Im letzteren Falle ist er vom übrigen Teile des Gesteins nicht so stark abgegrenzt, und auch seine Linsenform ist ganz unregelmässig. Einzelne Anzeichen weisen darauf hin, dass diese verschiedenen zusammengesetzten Linsen sich in verschiedenen Zeiten gebildet haben. Ich habe im Gesteine endlich solche, glimmerig zersetzte *Plagioklas*-Feldspatrete gefunden, an den man, zwar sehr verschwommen, aber die polysynthetische Zwillingsbildung doch wahrnehmen konnte. Auf seine Art kann ich nicht einmal folgern.

Das femische Mineral, höchstwahrscheinlich *Biotit*, spielte im Gestein eine ziemlich grosse Rolle. Er kam in zweierlei Formen vor, teils bildete er grössere, einzelne, separatstehende Kristalle, teils kam er in linsen- oder bandförmigen Aggregaten vor. Die separatstehenden Körner haben sich hauptsächlich in Limonit und stark gefärbten *Pennin* umgewandelt, in dessen Aggregaten reichlich *Titanit*körnchen, Rutilnadeln (auch in Sagenitform) und manchmal grössere *Epidot*körnchen vorkommen. In einzelnen sind auch viele blutrote *Haematit*lamellen; in diesen zeigt der *Pennin* einen noch stärkeren Pleochroismus. Im Gegensatz zu diesem ist das sich in den linsenförmigen Aggregaten ausgebildete femische Mineral (*Biotit*?) von ganz anderer Zersetzung: es entstammte daraus hauptsächlich blassgrüner Chlorit, in dessen Aggregaten kleine Serizitschuppen, winzig- kleine Epidot- und Titanitkörner und Rutilnetze vorkommen. Diese Zersetzungsart kenne ich bei den sekundären Biotitnestern gepresster Eruptive und Phyllite. Wenn diese wirklich aus machträglichen, an Eisen armen Biotit entstanden sind (der sekundäre Biotit ist in den meisten Gesteinen von

einer um vieles blässeren Farbe, wie die eventuellen ursprünglichen Biotitkristalle desselben Gesteins), so können wir die an Eisen- und *Ti*-enthaltende Mineralien reicheren Pseudomorphosen für ursprüngliche Biotitkristalle der ersten Generation halten, sowie auch ihre Gestalt unbedingt auf Biotit zeugt.

In ziemlich grosser Anzahl ist im Gesteine *Haematit*, in gut geformten Kristallen und in miteinander vielfach verwachsenen Kristallaggregaten in der Grösse von 80—150 μ vorhanden. Porphyrischen Magnetit habe ich im Gesteine keinen gefunden. Unter die mikroporphyrischen Mineralien reihe ich auch die sich bis zu 90 μ erhebenden idiomorphen *Zirkon*kriställchen.

Wenn wir jetzt die Struktur dieses Gesteins in Betracht nehmen, sowie auch die eigentümliche Ausbildung seiner Grundmasse und das Erscheinen der porphyrischen Mineralien, so müssen wir sagen, dass dieses Gestein von solchem Quarzporphyrtuff stammt, dessen mit fremden Materialien vermengte, teils aus einzelnen kleinen Brocken bestehende Bindesubstanz sich infolge dynamischer Wirkungen ganz, aber nicht gleichmässig umkristallisierte. Die Metamorphose hat die ursprüngliche Tuffstruktur teils verwaschen.

Diesen Tuffporphyroid hat der Herr dipl. Ing. Chem. EDMUND POLNER im Jahre 1928 analysiert.

Eine gewisse Ähnlichkeit mit diesem Gestein zeigt jener Porphyroid, welchen PAUL ROZLOZNIK im Jahre 1912, im Jahrbuche des Geolog. Institutes (pag. 289.) von Aranyida (S-lich von Aranyida, unter den Pod Harbom. Szepes-Gömörer Erzgebirge), beschrieben hat. Das Gestein ist laut der Beschreibung ein „Typischer Porphyroid, mit vollkommen erhaltener porphyrischer Struktur und mit frisch erhaltenen Einsprenglingen von Quarz und Feldspat (blastoporphyrisch); wenig Biotit in lagenförmig lentikularer Anordnung. Es kommen darin sehr schöne Albitlinsen vor, auch die Verdrängung des Kalifeldspats durch Schachbrettalbit ist häufig wahrnehmbar“. Das Gestein wurde von Dr. BÉLA HORVÁTH analysiert.

Ursprüngliche Analyse		
	Lillafüred	Aranyida
$Si\ O_2$	73.01	74.62
$Ti\ O_2$	Spur	Spur
$Al_2\ O_3$	13.84	12.75
$Fe_2\ O_3$	1.38	3.99
$Fe\ O$	0.71	0.68
$Mg\ O$	1.90	0.58
$Ca\ O$	0.70	1.17
$Na_2\ O$	2.17	3.35
$K_2\ O$	4.40	2.75
$H_2\ O$	1.79	0.23
$H_2\ O$	0.21	—
Summe	100.11	100.12

Beim Gestein von Lillafüred erregt die grosse Quantität des MgO und des H_2O in erster Linie unsere Aufmerksamkeit. Der Erstere weist auf eine beträchtliche Menge des femischen Minerals, der Zweite findet seine Erklärung wahrscheinlich in der Auslaugung der Alkalien. Im Porphyroid von Aranyida ist das Ferrioxydquantum auffallend gross, aber Wassermoleküle enthält er wenige. Interessant ist auch, dass im Gestein von Aranyida bei grösserer Kisselsäurequantität vielmehr CaO vorhanden ist. Übrigens sind die Verhältniszahlen des CaO in der ursprünglichen Analyse folgende:

	$CaO : Alk$	$CaO : Al_2O_3$
Lillafüred	1 : 9	1 : 20
Aranyida	1 : 5	1 : 10

Bei der Berechnung der Molekularprocente des Porphyroids von Lillafüred, bei dem der Tonerde-Überschuss offenbar das Ergebnis des teilweisen Entfernens der Alkalien ist, die bei der Umwandlung zuerst und am stärksten weggeführt werden, ging ich so zu Werke, dass ich nur die Hälfte des Überschusses in Rechnung genommen habe, weil es 1. ein saures Gestein ist; 2. weil es ursprünglich höchstwahrscheinlich Biotit enthalten hat, worauf hier bei der Analyse die beträchtliche Menge des MgO deutet; 3. weil die Serizitbildung nicht so grosszügig ist, denn sie ist sozusagen nur bei einem Teil der porphyrischen Feldspate erwähnenswert oder stark. Die Ergänzung von K_2O und Na_2O habe ich im Sinne Osanns (Der chemische Faktor etc. I. p. 16.) in dem Verhältnis vorgenommen, das die Bauschanalyse gab. Beim Gestein von Aranyida aber

konnte ich nicht einmal die Hälfte des Wertes des Al_2O_3 -Überschusses zu den Alkalien geben, weil das geringe Menge des H_2O mich dazu nicht berechtigte.

Auf Grund der berechneten Molekulaprozente gibt beim Gestein von Lillafüred das CaO -Verhältnis zu den Alkalien eine noch grössere Abweichung wegen dem zu den Alkalien gegebenen H_2O .

Werte nach A. OSANN:

	s	A	C	F	a	c	f	n	Reihe
Lillafüred . . .	78·94	6·61	·81	4·84	16	2	12	5·8	β
9. Quarzporphyr .	78·27	7·65	·62	5·01	17	1·5	11·5	5·7	β
Aranyida	80·41	5·39	1·35	4·77	14	3·5	12·5	6·4	β

Bei diesen *Typenwerten* ist im Gegensatze zum Gestein vom Bagolyberge sehr charakteristisch, dass der Alkalifeldspatkern ($Na KAl_2 Si_4$ Atomgruppe) darin nicht mehr so, weder über den Feldspatkern ($Ca Al_2O_4$ Atomgruppe)), noch über die Menge der farbigen Metasilikate informierende Atomgruppe vorherrscht, am wenigsten aber, wenn wir die zwei letzteren Atomgruppen zusammennehmen. Beim Gestein von Aranyida insbesondere ist $C + F > A$, was aus der Zusammenstellung ersichtlich ist:

	A : C	A : F	A : C + F
Lillafüred . . .	8 : 1	1·3 : 1	1·1 : 1
Aranyida	4 : 1	1·1 : 1	1 : 1·1

Dieses Verhältnis wird beim Porphyroid von Lillafüred von der verhältnismässig grossen Menge des MgO , bei dem von Aranyida von der des Ferrioxys verursacht. Noch markanter sind die Verhältnisse, wenn wir die auf 30 abgerundeten Werte vergleichen. Auch das ist ein interessanter Vergleich, bei welchem wir die höchst silifizierten Moleküle mit sämtlichen Kieselsäuremengen vergleichen:

	$6A : s$	$6A + 2 C : s$
Lillafüred	1 : 2	1 : 1·9
Aranyida	1 : 2·4	1 : 2·2

Der Vergleich stellt in grossen Zügen solche Verhältnisse fest, wie bei den Rhyolithen im Allgemeinen. Zwischen beiden Gesteinen ist im grossen und ganzen ein solcher Unterschied, wie zwischen dem Quarzporphyr von Lillafüred und dem Porphyroid von Gölnic. Im Gegensatze zu den letzteren ist aber ein ausserordentlich wichtiger Unterschied, dass das riesige

Übergewicht des K_2O angehört hat, was auch der Alkalikoeffizient (n) sehr gut zeigt. Auf Grund dieser Typenwerte zeigt übrigens der Porphyroid von Lillafüred mit dem 9. Kirunavaarer (Schweden) Quarzporphyrytypus die nächste Verwandtschaft, was auch die oben mitgeteilten Daten zeigen. Der Porphyroid von Aranyida aber stimmt am besten mit dem 15. Dacit von Black Peak (Nevada) überein, obzwar der Kieselsäuregehalt des letzteren beträchtlich geringer ist. ($s = 74.73$).

	s	$A_6 C_2 F$	k
Lillafüred	78.94	46.12	1.71
Quarzporphyrfamilie	80.29	48.43	1.66
Aranyida	80.41	39.81	2.01

Diese *Familienwerte* zeigen vor allem, dass die Menge der die sämtlichen basischen Oxyde enthaltenden Atomgruppen ($A_6 C_2 F$) bedeutend geringer ist, wie die Mittelwerte der Quarzporphyre, was vielleicht für diese metamorphen Gesteine gerade charakteristisch ist. Eine Folge dessen ist dann die um vieles grössere Kieselsäureverhältniszahl, besonders beim Gestein von Aranyida.

	S	Al	F	Al	C	Alk	NK	MC
Lillafüred	25.5	3	1.5	16	2	12	5.8	6.3
484 Rhyolith	25.5	3	1.5	16	3	11	6.5	2.4
Quarzporphyrfamilie	25.5	3	1.5	15.5	3	11.5	5.6	2.3
Aranyida	25.5	2.5	2	16	3	11	6.4	4.1

Auf Grund dieser *Parameter* stimmt das Gestein von Lillafüred am besten mit dem Rhyolith No. 484. (Pine nut Range, Nevada) überein, aber auf Grund der Mittelwerte passt es auch sehr gut in die gemeine Quarzporphyrfamilie. Die Werte des Porphyroids von Gölnic stehen auch sehr nahe und die Verwandtschaft ist offenbar. Die Richtigkeit des Vorgehens, dass ich bei der Berechnung der Molekularprocente nur die Hälfte des Tonerde-Überschusses in Berechnung genommen habe, wird dadurch ganz gut bewiesen, dass das Al/Alk -Verhältnis ebenso beim verwandten Rhyolith, wie bei der Quarzporphyrfamilie selbst ähnlich ist, also bei beiden ist derselbe Überschuss vorhanden. Wichtig ist hier auch, dass das Alkaliverhältnis (NK) in der ganzen Reihe beinahe gleich ist. Der bereits betonte, grosse ursprüngliche Biotitgehalt verursacht die auffallende Grösse des MC -Verhältnisses beim Gestein von Lillafüred; eine

ähnlich grosse Zahl finden wir bei keinem der verwandten Gesteine. Eine solche ist nur bei basischen Gesteinen zu finden. Möglich ist aber auch, dass der angenommene, in den ursprünglichen Tuff gelangene fremde Stoff diesen grossen Wert verursacht.

Werte nach P. NIGGLI:

	<i>si</i>	<i>qz</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>m</i>
Lillafüred	372	+ 144	41·5	23	4	31·5	·58	·63	2
Aranyida	408	+ 195	41	24	7	28	·35	·20	3

Viele Werte des Porphyroids von Lillafüred sind dem aplitgranitischen Magma, andere Werte wieder dem engadinitischen und rapakiwitischen Magma ähnlich. Wir bekommen ein um vieles näheres Resultat, wenn wir die einzelnen Molekularzahlen mit einander vergleichen, weil in diesen Verhältnissen sich die Natur der einzelnen Magmen am besten wieder spiegelt.

	<i>c:fm</i>	<i>c:alk</i>	<i>c:al</i>	<i>fm:al</i>	<i>fm:alk</i>	<i>alk:al</i>
Lillafüred	1:5·7	1:7·8	1:10	1:1·8	1:1·4	1:1·3

Das Verhältnis der *c* Zahl zu den *fm*, *alk* und *al* Zahlen steht zum engadinitischen Magma am nächsten, hingegen das Verhältnis des *alk* zum *al* und das Verhältnis des *fm* zum *al* und *alk* ist so, wie beim adamellitischen Magma. Auch dies zeigt den hohen Wert des *fm*. Es steht also zwischen diesen 2 Magmen. Unter den einzelnen Gesteinen steht es am nächsten zum in das engadinitische Magma eingereihte 15. Protogingranit von Trient Pissoir, Mont Blanc. Die verwandten Gesteine des Porphyroids von Aranyida sind hauptsächlich in der rapakiwitischen Gruppe zu finden.

	<i>qu</i>	<i>or</i>	<i>ab</i>	<i>an</i>	<i>hy, mt</i>
Lillafüred	33	33	21	4	9
Engadinit M. W.	30	31	29	5	5
Aranyida	40	16	29	5·5	9·5

Diese Serie der *magmatischen Mineralien* weist beim Gestein von Lillafüred genau gegen das engadinitische Magma, wo wir beinahe ebensolche Werte erhalten, obzwar die Menge der magmatischen Metasilicate bedeutend geringer ist. Die Norm des Porphyroids von Aranyida stimmt mit keiner Magmanorm überein.

Im *amerikanischen System* fällt das Gestein von Lillafüred in den Liparos Subrang, jenes von Aranyida aber fällt zwischen den Alsbächit und den Rhyolith von Tehama Co (Col.).

Aus den angeführten Daten folgt, dass der Porphyroid von Lillafüred der Quarzporphyrfamilie ganz gut entspricht, aber infolge seines grossen femischen Mineraliengehaltes bewahrt er immer seine Selbständigkeit.

Porphyritoid.

Am nördlichen Ende von Lillafüred, am Ostabhange des Szentistván-Berges kommt der untersuchte Typus vor, welcher zwischen dünnschieferigen Porphyritoiden ganz anderer Erscheinung dicke Bänke bildet. Die Pressung ist an ihm sehr gut sichtbar. Die Schieferung ist ziemlich gut ausgeprägt und längs derselben auch durch schwächere Schläge trennbar. Die Absonderungsfläche ist immer gerade, aber vollkommen glanzlos. Das Gestein selbst ist von dunkel grünlichgrauer Farbe und darin ist je ein mit freiem Auge kaum sichtbarer weisslicher Feldspatkern.

Das analysierte Stück der aus dieser Gesteinsart gesammelten Serie zeigte folgendes mikroskopisches Bild:

In seiner holokristallinen Grundmasse sind verhältnismässig frischer Plagioklas und ein ganz umgewandeltes femisches Mineral porphyrisch ausgeschieden.

Die *Grundmasse* besteht aus Feldspatmikrolithen, Epidot und Chlorit. Der Epidot-Chlorit sind von circa halber Menge, wie der Feldspat, welcher eine zwillinggestreifte Lamelle vom durchschnittlichen Maasse $2 \times 60 \mu$, oder ein raumerfüllendes winziges Korn von gänzlich unregelmässiger Gestalt ist. Nach den wahrnehmbaren optischen Eigenschaften, haben wir hier mit basischerem *Plagioklas* zu tun, aber die raumausfüllenden Körner sind etwas saurer. In der Anordnung der Mikrolithe ist selbst in Querdünnschliffen keinerlei gerichtete Orientierung wahrnehmbar. Sie sind so ziemlich zersetzt und zwar ist an ihnen eine Tonbildung wahrnehmbar; sie sind ohne Ausnahme mit einem kaolinartigen trüben Material bedeckt. Viel-

leicht ist diese Zersetzung die Ursache davon, dass sie sehr selten scharfe Umgrenzungslinien besitzen; ihre Grenzen kann man gewöhnlich kaum ausnehmen; oft ist auch eine Zersäuerung wahrnehmbar.

Der andere Grundmassen-Bestandteil, der *Epidot*, ist von circa ähnlicher Grösse, bildet meist unregelmässige, kurze Säulen, die in der Grundmasse ebenso gleichmässig verteilt sind, als ob sie ursprüngliche Bestandteile wären. An manchen Stellen aber sammeln sie sich trotzdem an, und zwar neben den Feldspateinsprenglingen. Gewöhnlich sind sie nicht rein, sondern ein wenig limonitisch. Sie sind mit ihrer Längsachse in der Richtung der Schieferung geordnet. Nach ihrer Erscheinung und nach ihrer an vielen Stellen ausnehmbaren Gestalt urteilend, stammten sie wenigstens zum Teil wahrscheinlich aus *Augit*. Die einzelnen Sprünge des Gesteins füllt ebenfalls Epidot aus, und ich habe in mehreren Fällen wahrgenommen, dass dieser stellenweise auch die Absonderungs- (Schieferungs-) flächen überzieht. Er ist übrigens im Gestein der beste Vertreter der Schieferung. Die die Klüftungen ausfüllenden und die Oberflächen überziehenden Aggregate sind aussergewöhnlich dicht und die letzteren haben sich mit amorphem Ton gesellt.

Der Chlorit ist meist eine amorphe Färbung, seltener ein kristallinisches Aggregat: *Pennin*, *Delessit*, *Ripidolith*. Diese lamellaren Aggregate in Verbindung mit Epidot, bilden auch grössere Nester.

Porphyrische Mineralien sind sehr viele. Ihr grösster Teil ist *Plagioklas*, für welchen ich als wichtig erachte, dass zwischen dem porphyrischen Plagioklas und den Plagioklasmikrolithen der Grundmasse gar kein Grössenübergang besteht. Die zweierlei Generationen sind von einander sehr scharf abgegrenzt. Die Art der Feldspateinsprenglinge ist Ab_{58} bis Ab_{45} ; es herrscht Ab_{52} vor, also hauptsächlich der aus der *Labrador*-Reihe. Er ist verhältnismässig genügend frisch, obzwar man an jedem seiner Individuen die Umwandlung sieht, aber nicht so sehr, dass diese die Bestimmung in auch nur einem Falle unmöglich machen würde. Die Gestalt der durchschnittlich 0.8 mm.-igen Kristalle ist meist vollkommen idiomorph, mit breiten, kurzlamelligen Querschnitten. Sie besitzen ausnahmslos eine

undulöse Auslöschung; eine grössere mechanische Deformation habe ich in keinem einzigen Falle wahrgenommen. Eine chemische Deformation kommt aber in mehreren Fällen vor, welche sich aber gewöhnlich nur im Ausfransen der Ränder offenbart. Eine tiefer eingreifende Resorption ist eine sehr seltene Erscheinung. Sie sind fast immer Zwillinge nach dem Karlsbader und der Albitgesetz seltener nach dem Periklin-Gesetz. Die Zwillinge bestehen nie aus vielen Individuen. Manchmal bildet er auch Gruppen; die Berührungslinien sind meist gerade. Seine Zersetzung besteht gewöhnlich aus Tonbildung; hie und da fand ich auch Hydrargillit-Nester darin, an anderen Stellen sind auch kleinere Calcit- und Epidotkörnchen vorhanden. Einzelne Kristalle sind im Laufe der Zersetzung sehr trüb geworden.

Das porphyrische femische Mineral ist gänzlich umgewandelt. Wo man seine Kristallform noch ausnehmen kann, dort zeigt er kurze Säulen, die der Gestalt des *Augit* vollkommen entsprechen. Meist ist er aber so zersetzt, dass innerhalb der Pseudomorphose die nachträglichen Produkte nicht geblieben sind, sondern sich in einer grösseren oder kleineren Stelle verteilen. Der grösste Teil der Produkte ist Chlorit und es kommt sowohl der *Pennin*, als auch der *Klinochlor* vor. An anderen Stellen ist hauptsächlich *Calcit* und *Epidot* das Resultat der Umbildung und der Chlorit beschränkt sich nur auf die äussere Zone. Die Menge des *Magnetits* ist wirklich minimal, seine Kriställchen sind gewöhnlich so klein, dass man sie sogar zur Grundmasse rechnen kann. Es ist möglich, dass auf grössere Flecken verteilte limonitische Aggregate von gänzlich umgebildeten porphyrischen Magnetitkristallen abstammten.

Einige Bänke dieses basischen Porphyritoids sind stark kalkig, vielleicht infolge von nachträglichen Infiltrationen (von Ansammlungen infolge kohlenaurer Quellen oder Auslaugung). Diese kalkigen Bänke näher untersuchend, habe ich gefunden, dass der Plagioklaseinsprengling auch in diesen kalkigen Gesteinen genügend frisch ist, ja sogar nach der Lösung des Calcits aus Dünnschliffen zeigte sich nicht einmal der Feldspat der Grundmasse als nicht stark zersetzt.

Die Analyse aus dem calcitfreien Teil vollzog im Jahre 1926 der Herr Chefgeolog Dr. KOLOMANN EMSZT, dem ich für

seine Freundlichkeit auch an diesem Orte meinen herzlichen Dank aussprechen.

	Originalanalyse	Molek. %
Si O ₂	50.06	59.17
Ti O ₂	0.96	0.85
Al ₂ O ₃	19.56	13.60
Fe ₂ O ₃	1.41	7.72
Fe O	6.51	
Mn O	0.06	
Mg O	3.27	5.79
Ca O	6.60	8.39
Sr O	0.04	
Na ₂ O	3.67	4.20
K ₂ O	0.37	0.28
H ₂ O	5.83	—
P ₂ O ₅	0.04	—
Summe	98.38	100.00

Aus der sehr grossen Menge des H₂O können wir auf den Grad der mit der Metamorphisation in Hand gehenden Zersetzung folgern. Ich sehe die Ursache dieser grossen Menge in der Umwandlung des Augits, bei welcher sich aus dem Gestein gewiss auch CaO entfernte. Es ist ein bereits basisches Gestein, welches an der unteren Grenze der Porphyrite steht, auf Grund seiner SiO₂ Quantität. Wenn wir die Analyse näher untersuchen, fällt uns sofort auf, dass das Verhältnis des CaO sowohl zu den Alkalien, als auch zum Al-Oxyd kein solches ist, wie in den ähnlich wenig Kieselsäure enthaltenden Gesteinen:

	CaO : Alk	CaO : Al ₂ O ₃
Originalanalyse	1.6 : 1	1 : 3
Molekularprozent	1.9 : 1	1 : 1.6

Auch diese Verhältnisse machen das Entfernen eines Teils des CaO wahrscheinlich, weil bei einer ähnlich geringen Menge von Kieselsäure gewöhnlich ganz andere Verhältnisse vorkommen.

Werte nach A. OSANN:

	s	A	C	F	a	c	f	n	Reihe
Lillafüred	60.02	4.48	8.39	13.51	5	9.5	15.5	9.3	α
37. Pyr. Andesit	61.75	3.57	8.36	14.43	4	9.5	16.5	7.4	β

In erster Linie auffallend ist das Vorherrschen der C-Atomgruppe über die A-Atomgruppe, obzwar dies noch immer nicht von so grossem Maasse ist, wie es bei ähnlichen basischen

Gesteinen zu sein pflegt. Dies bezeugt auch die chemische Analyse des dazu besonders nahe stehenden verwandten Gesteins, des Typ. 37. Augithypersthenandesit (Insel Saba, Antillen), welches ich aus Osanns System ausgewählt habe. Auffallend ist beim Porphyritoid von Lillafüred die Alkaliverhältniszahl (n), die zeigt, wie unendlich arm er an Orthoklas-molekülen ist. Charakteristisch für dieses Gestein sind die Verhältniszahlen folgender Typenwerte, hauptsächlich wenn ich diese mit denen der zu ihnen am nächsten stehenden verwandten Gesteine zusammen anführe:

	$6A:s$	$6A+2C:s$	$a:c$	$a:f$	$c:f$
Lillafüred . .	1:2·2	1:1·3	1:1·8	1:3	1:1·6
Saba	1:2·8	1:1·6	1:2·3	1:4	1:1·7

Man kann also sehen, dass die Menge der Alkalien um vieles grösser ist, als sogar im verwandten Gesteine.

Ich erwähne auch, dass das Al_2O_3 nicht einmal von der gesamten Menge der A und C Atomgruppen gebunden werden kann (Tonerde-Überschuss 0·73), obzwar bei ähnlichen basischen Gesteinen der Wert des m , also die ins F kommende CaO -Quantität gewöhnlich gross zu sein pflegt. Die Grösse der Umbildung, resp. das Entfernen des CaO ist also offenkundig.

	s	$A_6 C_2 F$	k
Lillafüred	60·02	57·17	1·04
Pyr. Porphyritfamilie	63·35	53·14	1·19
Diabasfamilie	56·42	56·49	1·00

Auf Grund der sämtlichen Menge der Kieselsäure (k) fällt zwischen die Familie der Pyroxenporphyrite und der Diabase, die Menge sämtlicher basischen Oxyde enthaltenden Atomgruppen ($A_6 C_2 F$) stimmt aber mit dem Mittelwerte der Amphibolbiotitporphyrite vollständig überein, wahrscheinlich wegen der ansehnlichen Grösse des A . Ebenfalls der beträchtlichen Grösse des A verdankt zum Teil auch k seinen relativ kleinen Wert.

	S	Al	F	Al	c	Alk	NK	MC
Lillafüred	19	4	7	15·5	9·5	5	9·3	4·0
237. Diorit	19	4	7	14	10	6	8·1	4·0
691. Pyr. Ardesit . .	19	4	7	14·5	11	4·5	7·0	3·7
Pyr. Porphyrit-Familie	20·5	3·5	6	14	9	7	7·3	3·9
Quarzbasalt-Familie .	19	3	8	13·5	12	4·5	7·7	4·9

Auf Grund dieser *Parameter* zeigt sich, dass dieser Porphyritoid aus einem basischen Dioritmagma entstanden ist, weil

er mit diesem Gesteinen in nächster Verwandtschaft steht. In den Gesteinsfamilien nimmt er eine Mittelstelle zwischen den Pyroxenporphyrit und dem Quarzbasalt ein, aber zu ersterem steht er um eine Schattierung näher, besonders auf Grund des *Al:Alk* Verhältnisses. Auch das *MC* Verhältnis deutet mehr auf Porphyrite.

Werte nach P. NIGGLI:

	<i>si</i>	<i>qz</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>m</i>
Lillafüred	147	+3	34	34	21	11	06	43	4
Diorit, Sw. Grass.	149	-5	32	32	22.5	13.5	18	48	5
Andesilabradorit Martinique	156	+22	33.5	35.5	22.5	8.5	21	49	4

Auf Grund dieser Molekularwerte passt er sowohl in das normaldioritische, wie auch ins peléitische Magma. Unter den einzelnen Gesteinen zeigt er eine sehr nahe Verwandtschaft zu dem in das normaldioritische Magma gehörenden 11. Diorit (Sweet Grass Creek. Crazy Mts.) und mit dem ins peléitische Magma gehörenden 9. Andesilabradorit (Martinique). Und wenn wir diese Molekularwerte mit einander vergleichen, dann sehen wir, dass diese Verhältniszahlen mit den Mittelwerten des peléitischen Magmas beinahe pünktlich übereinstimmen und auch zu dem des normaldioritischen Magmas sehr nahe stehen:

	<i>c:fm</i>	<i>c:al</i>	<i>c:alk</i>	<i>fm:al</i>	<i>fm:alk</i>	<i>alk:al</i>
Lillafüred	1:1.4	1:1.6	1.9:1	1:1	3:1	1:3
Peléit	1:1.4	1:1.4	2:1	1:1	3:1	1:3
Normaldiorit	1:1.6	1:1.3	1.5:1	1.2:1	2.5:1	1:2

Also die Übereinstimmung mit dem peléitischen Magma ist genau, nur den *c* Wert betreffend ist ein ganz kleiner Unterschied.

	<i>qu</i>	<i>or</i>	<i>ab</i>	<i>an</i>	<i>hy mt</i>	<i>di mt</i>
Lillafüred	2	3	33	34	28	—
Peléit (Mittelwert)	12	2	30	32	24	
Norm. Diorit (Mittelwert)	—	13	32	25	20	10

Er steht also zum peléitischen Magma jedenfalls näher, als dem dioritischen.

Auf Grund dessen, also seinen innersten Eigentümlichkeiten entsprechend, trotz der geringen Menge an Kieselsäure, reihe ich dieses gepresste, metamorphe Gestein in die Porphyrit-Andesit-Familie.

Diabas.

Westlich von Lillafüred, auf der SW-lichen Seite des Létrás-Berges, im als Disznóskút benannten Waldteil, sind mehrere kleine Diabashügel zu finden, die sich in O-W-licher Richtung nebeneinander reihen, auf ganz metamorphem Porphyritoid-Gebiet. Dieses Vorkommen berührt nur an ihrem östlichen Ende den mitteltriadischen Kalkstein. Bei der Berührung gibt es keinerlei Kontaktprodukt und auch im Diabas findet man keine Kalksteineinschlüsse, welche z. B. bei ähnlichen, mit Karbonkalkstein in Berührung kommenden ähnlichen Eruptiven sehr häufig sind. Dies würde darauf hinweisen, dass der Diabas älter ist, als der mitteltriadische Kalkstein. Ja, doch im Gegensatz zu diesen zwei Negativen steht die Tatsache, dass man auch im mitteltriadischen Kalkstein keine solche Einschlüsse von unversehrten Diabasen findet.

Die Gesteine der erwähnten Hügel sind kienswegs gepresste Augitdiabase, die den in der südlichen Hälfte des Bükkgebirges, in der Gegend von Szarvaskő vorkommenden Diabasen sehr ähnlich sind. Das analysierte Exemplar stammt vom östlichen Ende des Vorkommens. Es ist ein grünlichgrau, feinkörniges Gestein, in dem wir die einzelnen Gemengteile: die 1—3 mm. grossen, teilweise frisch schimmernden Feldspatkörner und die bedeutend kleineren, schwarzen, grünlichschwarzen femischen Mineralien auch makroskopisch sehen können.

Das Gestein besteht vorherrschend aus *Feldspat*, dessen breite Lamellen mit einander vielfach und auf vielerlei Art verwachsend, ein typisch diabasisches Gefüge bilden. Infolge ihres Verhältnisses zum Augit, wird die Struktur manchmal ophitisch. Die Feldspate unterscheiden sich von einander auch nach der Form und der Art: die breiten Lamellen-förmigen stammen aus der *Labrador*-Reihe (Ab_{54} — Ab_{42}), während die diesen gegenüber in sehr untergeordneter Menge vorkommenden, ganz unregelmässige, raumerfüllende Körner in die *Andesin*-reihe gehören (bis Ab_{60}). Nichteinmal die breiten Lamellen kann man als idiomorphe, höchstens als sich dem idiomorph nähernde Kristalle bezeichnen, da ihre Ränder beinahe immer unregelmässig sind und sehr selten mit geraden Seiten endigen. Sie sind immer aus sehr vielen Individuen bestehende Albit-, seltener Periklin-Zwillinge; hie und da kommt auch das Karlsbader

Gesetz vor. Sie wachsen mit einander mannigfaltig zusammen, am häufigsten in der Form eines Kreuzes oder eines liegenden Kreuzes, doch auch der Fall ist häufig, dass an das Ende oder an die Seite eines Kristalls das andere rechts oder links rechtwinkelig daranwächst. Die T-förmigen Verwachsungen sind ebenfalls sehr häufig. Die Mannigfaltigkeit der Verwachsungen ist sehr lehrreich.

Die Umwandlung des Feldspates ist nicht stark, aber allgemein. Am häufigsten kommt die Tonisierung vor, bei welcher eine graue oder dunkelgraue wolkige Substanz hauptsächlich den inneren Teil der Kristalle bedeckt; an anderen Stellen sammelt sie sich in einzelnen Nestern an, wo man auch bereits einige Differenzierung wahrnehmen kann, da man bei sehr starker Vergrösserung winzige Kaolinschuppen und aus ebenso winzigen Epidot-artigen Körner bestehende blass grünlichgelbe Aggregate wahrnehmen kann. Diese differenzierten Produkte sind ebenfalls in grauen, amorphen Ton eingebettet. Eine stärkere Epidotbildung kam in keinem Teil des analysierten Gesteins vor.

Die Ausscheidung des *Augits* dauerte längere Zeit an; sie begann vor der des Feldspates, setzte sich während der Auskristallisation des Feldspates fort und endigte nach dieser. Seine Art ist aber überall ein und dieselbe: ein blassbrauner, gemeiner Augit. Wegen der verschiedenen Zeit der Ausscheidung ist seine Gestalt sehr mannigfaltig. Eigentümlich ist, dass nicht einmal die im Feldspat als Einschlüsse vorkommenden Augitkristalle idiomorph sind: dicke Körnchen, die höchstens 1—2 ganz fehlerlose Kristallflächen besitzen. Solche Einschlüsse gibt es aber wenige. Der Hauptteil des Augits, welcher scheinbar gleich alt mit dem Feldspat ist, formt etwas längliche Prismen, die nur genau so idiomorph sind, wie der Feldspat. Es kommen endlich auch Augitkörner mit Feldspat-Einschlüssen und von Feldspaten in Stücke zerteilte Augitkörnchen vor. Der Augit ist beinahe immer ein einsames Kristall, er bildet selten kleinere Gruppen; ebenso selten sind auch Zwillinge nach der Querfläche (100).

Die Zersetzung des Augits ist ziemlich stark, aber nicht gleichmässig. Der innere oder äussere Teil, oder auch eine Seite ein und desselben Kristalls ist entweder ganz zersetzt oder

in Umwandlung, während seine übrigen Teile ganz frisch sind. Es gibt gänzlich umgelagerte Kristalle, aber auch ganz frische. Das Resultat der Umwandlung ist grünlichgelber, an anderen Stellen gelblichgrüner Chlorit und zwar vorherrschend *Pennin*, untergeordnet *Klinochlor*, aber ich habe auch *Delessit* gefunden.

Das andere femische Mineral ist der sehr wenige braune *Biotit*, der sich auch in starker Umwandlung befindet. In seinen höchstens 0.3 mm.-igen Pseudomorphosen finden wir häufig nur hie und da einen kleinen Fetzen, welcher verhältnismässig frisch ist. Der Pleochroismus der frischesten Lamellen n_g und n_m ist dunkelbraun, n_p ist blassgelb mit grünlicher Schattierung. Es ist scheinbar einachsigt. Der daraus entstandene *Pennin* hat eine lebhaftere Farbe und ist von starkem Pleochroismus. Im Chlorit ist immer *Titanit* und *Rutil*, sehr oft auch *Eisenerz*. Sein häufiger ursprünglicher Einschluss ist der *Apatit*.

Das eine ziemlich grosse Rolle spielende Eisenerz ist mehrerlei. Sein grösste Teil ist typischer *Ilmenit*, dessen mächtige, sich bis zu 0.8 mm. erhebende Kristalle nur zum Teil idiomorph sind, weil wir häufig in sie gedrungene Feldspatleistchen finden. Er befindet sich immer in Umwandlung oder er ist ganz zersetzt und es ist ein trüber Titanomorphit aus ihm geworden mit gewöhnlicher Gitter oder Linienstruktur. Der kleinere Teil des Erzes ist *Titanmagnetit*, in um vieles kleineren Körnern. Für seine umwandelnden Körner ist es charakteristisch, dass in den meisten Fällen sein innerer Teil ein noch frischer, metallglänzender schwarzer Substanz ist, während ihn von aussen ein aus kleinen und reinen Titanitkörnern bestehender Kranz umgibt. Manchmal bleibt in der Mitte nur ein winziger schwarzer Punkt, welchen eine breite Titanitzone umgibt. Es scheint, dass der sich bei der Zersetzung bildende *Limonit* sich bei der Ausscheidung in der Umgebung verteilt. Es sind aber im Gestein sehr spärlich auch solche *Haematit*- und *Limonit*aggregate, in deren Nähe sich weder Titanit, noch Leukoxen befindet.

Es ist genügend *Apatit* vorhanden, dessen Erscheinen hie und da so ist, wie in manchem Lamprophyren. Seine dünn prismatischen oder gar nadelförmigen Kristalle sind im Gestein überall zu finden und bilden an manchen Stellen wahrhafte Gewebe. Sie durchstechen sehr oft besonders die Feldspatkris-

talle. Sie kommen in verschiedenen Grössen vor, meist sind sie nur einige μ gross, aber ich habe auch sich bis zur Grösse von 0.5 mm. erhebende Kristalle gefunden. Die Maasse sind solche, dass z. B. eines der grössten Kristalle 580 μ lang und 22 μ dick ist. Diese grossen Kristalle besitzen beinahe immer einen zentralen Kanal, in welchem eine als sie um vieles schwächer lichtbrechende Substanz vorkommt, die blassgelb oder blassbraun ist. In einem Falle bemerkte ich eine Libelle im Kanale, also die den Kanal ausfüllende Substanz kann bei einzelnen Kristallen auch eine Flüssigkeit sein.

Dieser Diabas entspricht gut jener körnigen Diabasart, die in der Gegend von Szarvaskő in grosser Menge und Mannigfaltigkeit vorkommt. Der Unterschied ist nur der, dass in so grosskörnigen Diabasen in der Gegend von Szarvaskő manchmal auch Hornblende vorkommt und die Menge des Apatits im allgemeinen um vieles geringer ist. Ansonsten stimmen sie gut überein. Jener Umstand, dass der Diabas vom Létrásberge ebenfalls nicht gepresst ist, erregt wegen der grossen Ähnlichkeit jenen Gedanken, dass er mit der grossen Masse von Szarvaskő gleich alt ist.

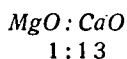
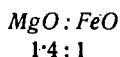
Das Gestein analysierte der Herr dipl. Ing. Chem. EDMUND POLNER im Jahre 1928 mit folgendem Ergebnis:

Ursprüngliche Analyse ⁹⁾		Molek. %
Si O ₂	49.64	54.99
Ti O ₂	1.47	1.22
Al ₂ O ₃	18.74	12.21
Fe ₂ O ₃	2.58	6.17
Fe O	4.36	
Mg O	5.28	8.90
Ca O	9.75	11.57
Na ₂ O	4.25	4.55
K ₂ O	0.55	0.39
H ₂ O	2.64	—
— H ₂ O	0.42	—
Summe	99.68	100.00

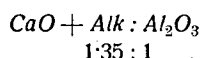
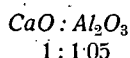
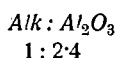
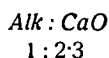
Basisches Gestein, in dem die femischen Mineralien zusammensetzenden Verbindungen, gegenüber dem Grundstoff

⁹⁾ Die Menge des P₂O₅ haben wir nachträglich bestimmt: es ist nur 0.57%.

der salischen Mineralien, im Übergewicht sind. Mit dem früheren, sozusagend genügend basischen Porphyritoid im Gegensatz, ist die grosse Menge des MgO und des CaO wichtig, der Eisenoxyd hingegen ist geringer, was auf den verhältnismässig geringen Eiseninhalt des blass gefärbten Augit zurückzuführen ist. Das Verhältniss der Verbindungen ist auf Grund der Molekularprocente folgendes:



Nicht weniger charakteristisch ist das Verhältniss des CaO , der *Alkalien* und der *Tonerde* zu einander, ebenfalls auf Grund der Molekularprocente:



Auf Grund dieser Vergleichung fällt der grosse Unterschied zwischen dem vorigen Porphyritoid und diesem Diabas sofort auf, der bereits ein typisches basisches Gestein ist, mit einem auf den Diabasweisenden grossen CaO -Inhalt.

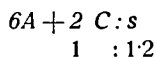
Das Verhältniss der Alkalien zu einander ($Na_2O : K_2O = 11.6:1$) ist ein eben solches, wie beim grössten Teile der gabbroidalen Gesteine der Umgebung von Szarvaskő.

Werte nach A. OSANN:

	<i>s</i>	<i>A</i>	<i>C</i>	<i>F</i>	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>f</i>	<i>n</i>	<i>Reihe</i>
Lillafüred	56.21	4.94	7.37	19.27	4.5	7	18.5	9.2	<i>a</i>
Basalt, Cr. Peak	58.32	3.65	7.84	18.83	3.5	8	18.5	8.3	<i>a</i>

Von den mit OSANNischen System gegebenen Typen gehört er in den 68. Crater Peak Typus, obzwar er keine grosse Übereinstimmung mit dem Mittelwerte der hierher eingereihten 11 Gesteinen zeigt. Es ist schade, dass OSANN die Serie der aufgearbeiteten effusiven Gesteine nicht so detailliert bringt, wie die der Tiefengesteine, wo man immer das nächste verwandte Gestein finden kann.

Bei diesen *Typenwerten* ist das quantitative Verhältniss sämtlicher Kieselsäure zu den Alkali- und Ca-Feldspatkernen sehr charakteristisch:



Besonders im ersten Verhältnisse zeigt sich ein grosser

Unterschied mit dem vorherigen Porphyritoid, der aber z. B. im Kieselsäuregehalt ziemlich nahe zu diesem Diabas steht.

Im Verhältnisse der a , c und f -Werte zu einander fällt der Unterschied ebenfalls auf, besonders beim c/f Verhältnis:

$a:c$	$a:f$	$c:f$
1:1.5	1:4	1:2.6

Wenn wir diese Mittelwerte mit den Verhältnissen der Mittelwerte der DALY'schen Typenzahlen vergleichen, so finden wir, dass die a/c und a/f -Verhältnisse im grossen und ganzen dieselben sind, wie beim Diabas, das c/f -Verhältniss hingegen stimmt nur mit dem ähnlichen Verhältnisse der basischen Andesite überein. Die grosse Menge des überflüssigen, mit Tonerde nicht sättigbaren CaO (m) macht seine Wirkung stark bemerkbar.

	s	A_2C_2F	k
Lillafüred	55.21	63.65	0.88
Diabas-Familie . .	56.42	56.49	0.99

Den geringen Wert des Kieselsäurequotienten im Diabas von Lillafüred verursacht die verhältnismässig (im Verhältnis des Alkaliengehaltes der Diabase) grosse Menge der Alkalien. Ansonsten stimmen diese *Familienwerte* mit den Werten der olivinfreien Diabase ziemlich überein.

	S	Al	F	Al	C	Alk	NK	MC
Lillafüred	17.5	4	8.5	13	12	5	9.2	4.3
272. Norit	17.5	4	8.5	13.5	12	4.5	7.5	4.3
Diabasfamilie . . .	17	3	10	11.5	14	4.5	7.7	4.8
Quarzdiabasfamilie	18.5	3	8.5	12.5	11.5	6	7.4	3.9

Auf Grund dieser *Parameter* stimmt er in OSANN's System am besten mit den 272. Biotitamphibolnorit von Prospect Hill (Con) überein; einen kleinen Unterschied verursacht nur die Menge der Alkalien und das Vorherrschen des Natriumoxyds. Von den einzelnen Familien ist er merkwürdigerweise eher den Werten des Quarzdiabas ähnlich, als den Werten des gemeinen, olivinfreien Diabases.

Werte nach P. NIGGLI:

	si	qz	al	fm	c	alk	k	mg	m
Lillafüred	126	— 18	28	34.5	26.5	11	.08	.59	5
Norit, Prospect	127	— 13	29	34	27	10	.25	.59	5

Eine beinahe vollständige Identität kann man auf Grund dieser Molekularwerte mit dem in das ossipitgabbroidale Magma eingereihten 4. Biotitamphibolgabbro von Prospect Hill (Con.) konstatieren, mit dem er auch auf Grund der OSANNischen Parameter übereinstimmt. Es steht aber auch dem Mittelwerte desselben Magmas ziemlich nahe, ferner auch zu einzelnen Gliedern des gabbrodioritischen Magmas. Die *qz*-Zahl zeigt die Neigung zur Olivinbildung, womit er mit dem basischen Porphyritoid von Lillafüred in einem scharfen Gegensatze steht.

Die Verhältnisse der Molekularwerte zu einander stellen diese Ähnlichkeiten resp. Unterschiede noch besser dar:

	<i>c:fm</i>	<i>c:al</i>	<i>c:alk</i>	<i>fm:al</i>	<i>fm:alk</i>	<i>alk:al</i>
Lillafüred	1:1.3	1:1	2.3:1	1.2:1	3:1	1:2.5
Ossipitgabbro Gr.	1:1.2	1:1	3.3:1	1.2:1	4:1	1:3.3
Gabbrodiorit . .	1:1.8	1:1	2.3:1	1.7:1	4:1	1:2.4

Im grossen und ganzen können wir den Diabas von Lillafüred mit gleichem Rechte sowohl in das ossipitische, als auch in das gabbrodioritische Magma einreihen. Sein *c/fm*-Verhältnis mit dem *fm/al* ist für das ossipitische Magma, sein *c/alk*-Verhältnis mit dem *alk/al* ist für das gabbrodioritische Magma charakteristisch, während es die *c/al* und *fm/alk* Verhältnisse betrachtet, beiden Magmen gleich nahe steht. Sicher ist, dass seine mineralische Zusammensetzung eher den Gesteinen gabbrodioritischen Magmas entspricht, insofern, dass darin kein Olivin ausgeschieden ist; doch man muss nicht vergessen, dass NIGGLI in das ossipitische Magma nicht nur den Ossipit, sondern auch olivinfreie Gesteine, wie den Anorthosit, Biotitamphibolnorit etc. einreicht.

	<i>or</i>	<i>ab</i>	<i>an</i>	<i>hy mt</i>	<i>di mt</i>	<i>ol</i>
Lillafüred . . .	4	35	30	—	7	24
Ossipitgabbro .	4	24	42	—	14	13
Gabbrodiorit .	11	26	25	19	12	7

Auf Grund der Werte der magmatischen Mineralien stimmt er mit dem Mittelwerte keiner Magmareihe gänzlich überein. Die Ursache dessen ist die grosse Menge des *ab*, die die Kieselsäurezahlen (*si*) grösstenteils in Anspruch nimmt, so, dass zur Bildung der femischen Mineralien kaum etwas zurückbleibt. Dies ist also auch die Ursache der riesigen Menge des magmatischen Olivins. Wenn wir aber die Norm der in NIGGLI's Serie

angeführten Gesteine betrachten, so finden wir verwandte Glieder sowohl unter den ossipitgabbroidalen, als auch unter den Gesteinen gabbrodioritischen Magmas. Von allen steht ihm aber am nächsten der bereits erwähnte Norit von Prospect Hill.

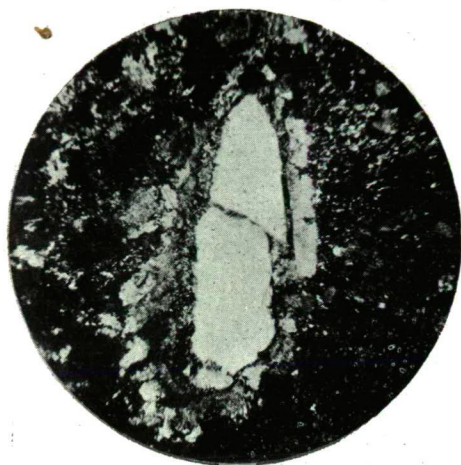
Im *amerikanischen System* ist er an der Grenze von Beerbachos und Hessos Subrang, was seiner mineralischen und chemischen Zusammensetzung gut entspricht.

Auf Grund des Angeführten passt dieser Diabas von Lillafüred genau in die Familie der olivinfreien Augitdiabase, sowohl infolge seiner physiographischen Daten, als auch infolge seiner chemischen Zusammensetzung. Auf Grund seines Kieselsäuregehaltes nimmt er so ziemlich eine Mittelstufe unter diesen Diabasen ein.

Wenn wir auf Grund der Eigenschaften der vier besprochenen Typen unter diesen Gesteinen gemeinschaftliche verwandte Züge suchen würden, so wären wir in einer sehr schweren Lage, so gross sind die Unterschiede zwischen den einzelnen Typen. Noch die meisten verwandschaftlichen Züge zeigen der basische Porphyritoid und der Diabas, doch auch bei diesen ist in anderer Hinsicht die Abweichung so gross, dass man auch diese nicht als Differentiationsprodukte ein und desselben Magmateils betrachten kann. Von einer so genauen Gesetzmässigkeit, wie jene, die ich in der gabbroidalen Masse von Szarvaskő feststellte, kann ich hier auf Grund der bisherigen Analysen nicht sprechen. Hier könnte höchstens von der Besprechung der Unterschiede die Rede sein, welche zeigen, dass wir bei diesen Typen es mit Gliedern verschiedener vulkanischer Perioden zu tun haben. Den Nachweis ihrer gemeinsamen Eigenschaften muss ich also für jene Zeit behalten, wenn mir genügend chemische Analysen zu Gebote stehen werden.

Szeged, März, 1928.

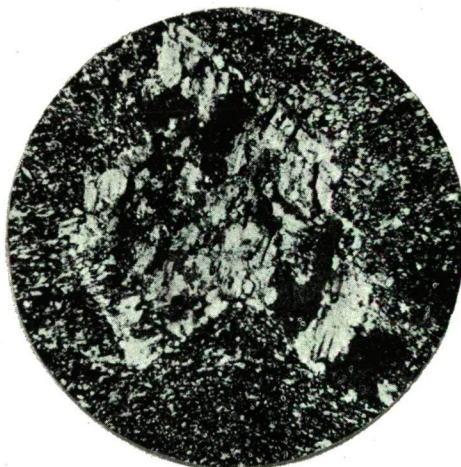
v. Szentpétery : Gesteinstypen von Lillafüred.



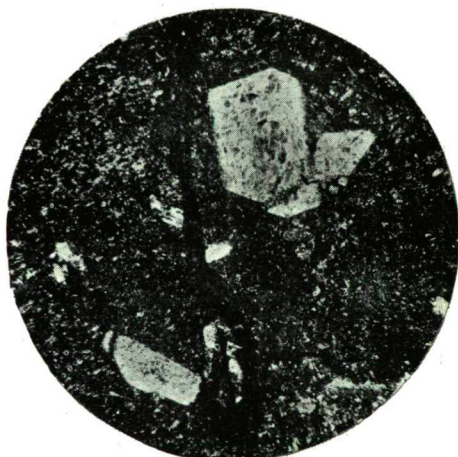
1.



2.



3.



4.



5.



6.

Tafelerklärung.

- Tab. I. Fig. 1. Quarzeinsprengling aus Mikrogranitporphyr von Bagolyberg. Vergr. 55-fach. + Nic.
- Fig. 2. Granophyrische Grundmasse des Mikrogranitporphyrs quer zur Schieferung. Vergr. 92-fach. + Nic.
- Fig. 3. Schachbrettalbit-Bildung aus Porphyroid von Bányatal. Quer zur Schieferung. Vergr. 85-fach. + Nic.
- Fig. 4. Porphyritoid von Szentistván-Berg. In der Ebene der Schieferung. Vergr. 35-fach. + Nic.
- Fig. 5. Augitdiabas von Létrásberg. Vergr. 50-fach. 1 Nic.
- Fig. 6. Derselbe. Vergr. 30-fach. + Nic.

Der genetische Zusammenhang zwischen den Graniten und Gneissen.

von Privatdocent Held Dr. Endre LENGYEL.

Im Aufbau der Zentralmasse der Hohen Tatra spielen die Granite und die aus Graniten entstandenen Granitgneisse und Gneisse eine vorherrschende Rolle. Die Randfacies des mächtigen Granitblockes und seine inneren Absonderungsflächen sind durch Schieferstruktur, Pressung Chloritisierung, und Epidotisierung charakterisiert. Schon aus den Feststellungen Uhlig's geht hervor, dass die kleineren Massen des auf die natürlichen Blöcke zerfallenen Granitmassivums gewöhnlich in ihrer ganzen Ausdehnung Spuren eines starken Dynamometamorphismus aufweisen; die grösseren zeigen ihn nur in der Randzone.

Die in Untersuchung genommenen Granite*) haben beinahe sämtliche ein Parallelgefüge, welches sich an vielen Stellen bis zur für die Gneisse charakteristische Pressung steigert.

Die übereinstimmende mineralogische Zusammensetzung der Granite und Gneisse, die grosse Ähnlichkeit ihrer Struktur, sowie auch der zwischen ihnen bemerkbare stufenweise Übergang macht es offenbar, dass zwischen den Graniten und Gneissen ein enger genetischer Zusammenhang besteht: *der Gesamtcharakter bleibt in sämtlichen Gesteinen unverändert*. Im hervorbringenden, ursprünglichen Bedingungskomplex sind nur nach einer Richtung hin Veränderungen, Schwankungen eingetreten, welche nur räumlich, aber nie der Zeit nach abgegrenzt sind. *Diese Veränderung nach einer Richtung hin kommt nur in den verschiedenen Graden der Pressung zum Ausdruck*. Deshalb sind verhältnismässig schwach abgegrenzte Gesteintypen

*) Die detaillierte petrographischen Untersuchungsergebnisse dieser gebe ich in einer umfangreicheren Studie bekannt.

entstanden, welche vom Standpunkte der Bildungsgeschichte mit einander in einem verwandtschaftlichen Zusammenhange stehen.

Wenn wir beim Zustandekommen der Gneisse entweder auf primäre oder auf sekundäre Ursachen denken, in betreff der Mineralassociation variieren sie nur *räumlich* — binnen engen Grenzen — in einer gewissen Abhängigkeit von einander. So, dass die laterale Dispersion dieser Gesteinvarietäten als aussergewöhnlich gering betrachtet werden kann und dass die verschiedenen Varietäten unbedingt ein geschlossenes Ganze bilden. Sie bilden einen langsamen Übergang in einander — begleitet von geringen quantitativen Schwankungen der mineralischen Hauptbestandteile — *sie gehören also unbedingt zu ein und demselben intrusiven und zu einem späteren dynamometamorphischen Ciklus.*

Die Struktur der Granite und Gneisse.

Was den strukturellen Zusammenhang der Granite der Tatra und der aus diesen entstandenen Orthogneisse betrifft: ist *der zwischen ihnen bestehende Unterschied nur gradual. Das immer stärker ausgeprägte Parallelgefüge der Granite führt stufenweise zu den typischen Gneissen.*

Das Parallelgefüge äussert sich darin, dass bestimmte fe-mische Gemengteile — im gegenwärtigen Falle Glimmer (hauptsächlich Biotit) sich in parallelen Reihen lagerten und sich mit den salischen Mineralien (Feldspat, Quarz) in ritmischem Nacheinander wiederholen. *Die geringere oder grössere Entfernung der parallelen Reihen von einander drückt den Grad der Pressung, die Richtungsveränderungen der Reihen, ihre Biegungen, Faltungen aber die momentanen Richtungsveränderungen der einwirkenden Kräfte aus.*

Die sich auf das Entstehen der parallelen oder linearen Struktur beziehenden bisherigen Erklärungen kann man in zwei Gruppen zusammenfassen, je nachdem man den Ursprung der Schieferung für primär oder sekundär annimmt.

Ein primäres Parallelgefüge kann durch die eigentümlich Ausbildung und Lagerung der Gemengteile entstehen, ohne dass man an ihnen besondere Spuren einer mechanischen Deformation (Kataklase, Mörtelstruktur, Druckverzwillingung,

Biegung; undulöse Auslöschung) erkennen könnte. *Weinschenk* war der Erste, der den riesigen hydrostatischen Druck des Magmas bei diesen Vorgängen betonte und diese Mineralausscheidung und Ordnung unter einem einseitigen Drucke *Piezokrystallisation* nannte. In diese Gruppe gehört ein beträchtlicher Teil der Granite, Quarz-Diorite etc. der Hohen Tatra, die wir später unten eingehender besprechen werden.

Als Entstehungsursache einer sekundären Parallelstruktur können wir den ungleichen Seitendruck, den *Stress* betrachten. Bei jenen Graniten und Gneissen der Hohen Tatra, die man in diese Gruppe, also zwischen die stark metamorphisierten Gesteine reihen kann, ist *die Struktur typisch Kataklastisch: die Biotitkristalle sind zersprungen, zusammengebogen; die Feldspate, Quarzkörner sind gröstenteils zertrümmert*. In ihrem Gefolge erscheint eine interessante Gruppe der den dynamometamorphen Hergang charakterisierenden Mineralien: sekundärer Muskovit, Sericit, Epidot (Zoisit β , Klinozoisit), Chlorit (Pennin, Klinochlor), Granat etc.

Bei diesen Vorgängen geht auch eine molekulare Umlagerung von statten, welche eine Anpassung des chemischen Gleichgewichtes an die vom Druck hervorgerufene höhere Temperatur und an die veränderten neuen physikalischen Umstände bedeutet. Die Mineralienbestandteile „in situ“ passen sich den veränderten Verhältnissen durch Umkristallisierung, durch das Bilden neuer Gemenge an.

Die Korngrösse der auf dynamometamorphischem Wege geschieferten Gesteine ist ebenfalls verschieden: *die der Druckfläche näher liegenden werden immer kleiner, bis zuletzt die mechanische Zertrümmerung und die lamellare Umordnung das Gestein gänzlich zu Gneiss umwandeln*.

Eine, beide überbrückende — sekundäre, doch deformationslose — Entstehungsweise liefert nach neueren Untersuchungen folgender Hergang:

Die Umformung einer richtungsloskörnigen Struktur zu einem Parallelgefüge kann derart eintreten, dass die in den ultramikroskopischen Poren der Gesteine zirkulierende Feuchtigkeit (die sogenannte Gebirgsfeuchtigkeit) bei hoher Temperatur einen Stoff auflöst, welchen sie auf den Druck senkrecht abgelagert. Ein Wachsen unter dem Drucke kann also nach dieser

neueren Theorie nur dann eintreten, wenn an vom Drucke entfernteren Stellen die Lösung desselben Gemengtheils oder derselben Gemengtheile vorhanden ist, welche gegen die dem Drucke ausgesetzten Flächen strömt. Das Prinzip *Riecke's*, laut welchem sich ein deformierter, in seinem molekularen Zusammenhang gestörter Kristall auflöst, während ein nicht deformierter gleichzeitig in derselben Lösung wächst, kann als physikalische Erklärung des Vorgangs betrachtet werden. Wir dürfen aber die Tatsache nicht ausser acht lassen, dass die kreisenden Lösungen weder eine grosse Geschwindigkeit, noch eine hohe Konzentration besitzen, weshalb das Wachstum, der Wiederaufbau der Kristalle verhältnismässig sehr viel Zeit im Anspruch nimmt.

Die Forschungen sind jedoch seither mit Riesenschritten vorgeschritten. Unter anderen ist es ein Verdienst *Riecke's* und *Becke's*, dass sie die sich bei diesen Prozessen abspielenden Gesetzmässigkeiten erkannten und die experimentellen Erfolge mit den Erfahrungstatsachen in Einklang gebracht haben. Leider konnten die experimentellen Untersuchungen — infolge den Schwierigkeiten der lösenden physikalischen Probleme — mit den theoretischen Annahmen nicht Schritt halten. Eine Sache scheint aber wahrscheinlich: weder die mit den Veränderungen des Druckes, noch die mit dem Lösungsumsatz zusammenhängenden Annahmen erklären die strukturellen Verhältnisse, resp. deren Entstehung gründlich. Die infolge eines ungleichen Druckes geschehende eventuelle neue Kristallisation, oder der von den Lösungsgebieten dorthin gelangte Stoffersatz *gibt keine jeden Zweifel ausschliessende Erklärung der sich in regelmässigen Reihen wiederholenden, rythmisch abwechselnden Lagen der unverletzten Mineralienbestandteile.*

Die parallele Struktur der Granite und Gneisse und die Entstehung dieser eigenthümlichen Struktur bildet seit langer Zeit den Untersuchungsgegenstand der Petrographen. Früher brachte man eine jede strukturelle Veränderung solcher Natur unbedingt mit späteren Bewegungen der Erdrinde in Zusammenhang. Bei der Untersuchung der Gesteine der Tátra traten aber viele Anzeichen zu Tage, die darauf deuten, dass die Entstehung primärer Parallelgefüge auch mit magmatischen Erscheinungen erklärt werden kann.

Die Entstehungsmöglichkeit der primären Parallelgefüge.

Jene Beobachtungen, dass nicht jeden geschieferten Granit und Gneiss Deformations- und kataklistische Erscheinungen begleiten, können uns keinesfalls zur Annahme zwingen, dass damit das Problem der linearen Struktur abgeschlossen sei. Die Annahme der kristallisierenden (lösenden und ablagernden) Tätigkeit der in den Gesteinen zirkulierenden Feuchtigkeit hat die Frage auch nur teilweise gelöst, weil der Prozess selbst bei der Annahme, dass eine genügende Menge Lösung von entsprechender Zusammensetzung vorhanden sei, ein sehr langwieriger ist. Die durchschnittliche Frische der Gesteine der Tatra, sowie die geringe molekulare Umwandlung der Bestandteile beweist auch, dass sogar neben den später auf dynamometamorphischem Wege eingetretenen Strukturumwandlungen die Schieferstruktur mit primären Entstehungsursachen in Verbindung steht.

Die mit der Untersuchung der mineralischen Bestandteile und Struktur der Granite und Gneisse der Tatra zusammenhängenden Beobachtungen und theoretischen Annahmen führten zu der Feststellung, dass *das Entstehen der in riesigen Massen auftretenden, bis in grosse Tiefen reichenden Parallelstruktur original ist und auf mit der Gesteinbildung und Magmaauskühlung zusammenhängende Ursachen zurückgeführt werden kann.*

Ein sekundäres Entstehen des Parallelgefüges ist in tektonisch in Anspruch genommenen Stellen möglich, und an den intrusiven Massen der Hohen Tatra wahrscheinlich eine allgemeine Erscheinung; aber die bei den Untersuchungen bruchlosen und an vielen Stellen kaum eine chemische Umgestaltung zeigenden Gesteinen der Tatra gemachten Erfahrungen führten zu der Annahme, dass das Parallelgefüge während der Magmakristallisierung auch auf folgende Weise entstehen kann: Stellen wir uns vor, dass an einer Stelle der Erdoberfläche die Intrusion einer mächtigen Magmamasse erfolgte, welche in der Gestalt von Lakkolit zwischen die festen Schichten der Erdrinde intrudierte. Das Auskühlen der noch keine Mineralausscheidungen enthaltenden Magmamasse, die eine sehr hohe Temperatur besass und glutflüssig war, begann an den Peripherien, und zwar unter einem riesigen und einem von Stelle zu Stelle wechselnden statischen und Seitendruck. Abgesehen von den

mit den kalten Nebengesteinen in direkter Berührung stehenden Magmateilen, deren plötzliche Auskühlung eventuell glasartige Gesteinsvarietäten hervorrief: die äusseren, schnell erstarrenden Gesteinteile bilden einen ausgezeichneten Wärmeisolator der inneren, eine hohe Temperatur besitzenden Magmateile.

Das Auskühlen beginnt an den äusseren Rändern infolge des stufenweisen Wärmeverlustes und die Temperatur des glutflüssigen Magmas sinkt unter 2000° C. Während langsamen, von aussen ziemlich geschützten Wärmeverlust erreicht es die zur ersten Mineralienausscheidung geeignete Temperatur. Im Falle von Granit die der Erze (cca. 1700°) und die des Biotits (cca. 1600°). Die Mineralienausscheidung konnte aber nur in einer engeren äusseren Hülle des flüssigen Magmas beginnen und die ersten Produkte der Erstarrung tendieren gegen die Auskühlungsfläche. Dies ist eine schon früher festgestellte chemisch-physikalische Gesetzmässigkeit. An inneren Magmateilen hat die Mineralienausscheidung infolge der hohen Temperatur noch nicht begonnen.

Die ausgeschiedenen Biotitplatten lagern sich auf den äusseren Oberflächen in einer auf die beiden entgegengesetzten Druckrichtungen (innere statische, äussere tektonische) senkrechten Fläche, parallel zu der Auskühlungsfläche. Unter 1500° beginnt die Ausscheidung der Feldspate aus der in Rede stehenden Magmahülle, welcher die xenomorphe Erstarrung der freien Kieselsäure folgt. Diese beiden letzteren salischen Mineralien lagern sich mehr — minder schichtenförmig unter die bereits früher ausgeschiedenen, und mit den Flächen ihrer Lamellen zur Richtungen des Druckes senkrecht geordneten Biotitreihen.

Die Mineraliensukzession verfolgt also die normale Reihenfolge: zuerst erscheinen in Magma, als in der Schmelzlösung sich am schwersten auflösende Bestandteile: die Erze, Phosphate etc., nach ihnen in der Reihenfolge die femischen Mineralien, diesem folgt das Erscheinen einer Gruppe der salischer Bestandteile: der Feldspate. Zuletzt scheidet sich die Kieselsäure als Quarz aus, welche zwar einen sehr hohen Schmelzpunkt besitzt, im Magma aber gewöhnlich die Rolle der als letztes Glied erstarrenden Mutterlauge bildet.

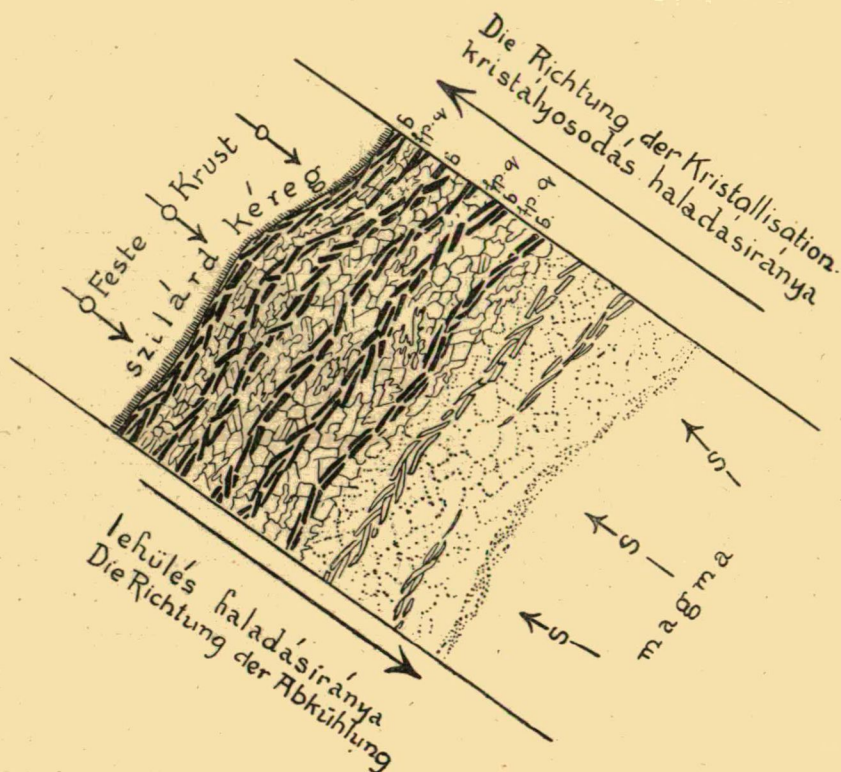
Dieser Vorgang — die Absonderung der femischen und



salischen Mineralien von einander, sowie auch die äussere, periphere Erstarrung und Lagerung der Biotite ging nur in einer gewissen Tiefe, resp. einen gewissen Durchschnitt besitzenden Magmahülle von statten. In den inneren Teilen war unterdessen die Temperatur noch so hoch, dass die Mineralienauscheidung noch nicht beginnen konnte. (Siehe Fig. 1.)

1. Die schematische Darstellung des fractionierten Kristallisationsvorgang.

1. A frakcionált kristályosodás folyamatainak sematikus ábrázolása.



b = biotit; fp q = földpát, kvarc.
 Biotit; Feldspat, Quarz.
 o = oldalnyomás; s = sztatikus nyomás.
 Seitendruck; Statischer Druck.

Bei einer weiteren, nach innen schreitenden Abkühlung wiederholt sich dieser Vorgang in einer neuen Magmadicke. So,

dass wir in einem gewissen, in geologischem Sinne lang andauernden Zeitraume mehreren rythmisch abwechselnden, wiederholt in parallele Reihen geordneten Mineralienausscheidungen gegenüberstehen.

Der Vorgang wiederholt sich — vom Tempo der Magmaabkühlung abhängig — in schnellerem-langsamerem Tempo und *an die zuerst erstarrten Gesteinshüllen schliessen sich in rythmischer Abwechslung neuere, zuerst plastische, breiartige, dann feste Gesteinschichten an.*

Es beginnt also eine fractionierte Kristallisierung, wo der Anscheidung und der eigentümlichen, mit ihrer Verlängerungsrichtung senkrecht, auf ihre Wärmeausstrahlende Fläche aber parallel lagernden, sich schwerer lösenden Mineralien das Erscheinen der sich leichter lösenden, relativ saureren Bestandteile folgt.

Der Vorgang erinnert an den Kristallisationsvorgang der isomorphen Gemengsserie der Feldspate, wo sich auf den an An-reicheren, also von einem einen höheren Schmelzpunkt besitzenden Komponenten einen Überschuss besitzenden Gemengsteil an Ab-Molekulan reichere, sauerere Hüllen in zonarer Ordnung ablagern; manchmal mit wiederholter Rekkurenz. Die fest werdende Mineralienkomplexe vergieren in beiden Fällen gegen die bereits festen Phasen, also gegen die abgekühlten Teile des Magmas. Natürlich müssen wir voraussetzen, dass bei der fractionierten Kristallisierung des Granitmagmas der noch glutflüssige oder bereits plastische Zustand des auskühlenden Magmas die Wanderung, die Diffusion der ausgeschiedenen Bestandteile gegen die verschiedenen Auskühlungsflächen erlaubt. Wie wir dies bei interessanten Fällen der magmatischen Differentiation erfahren können.

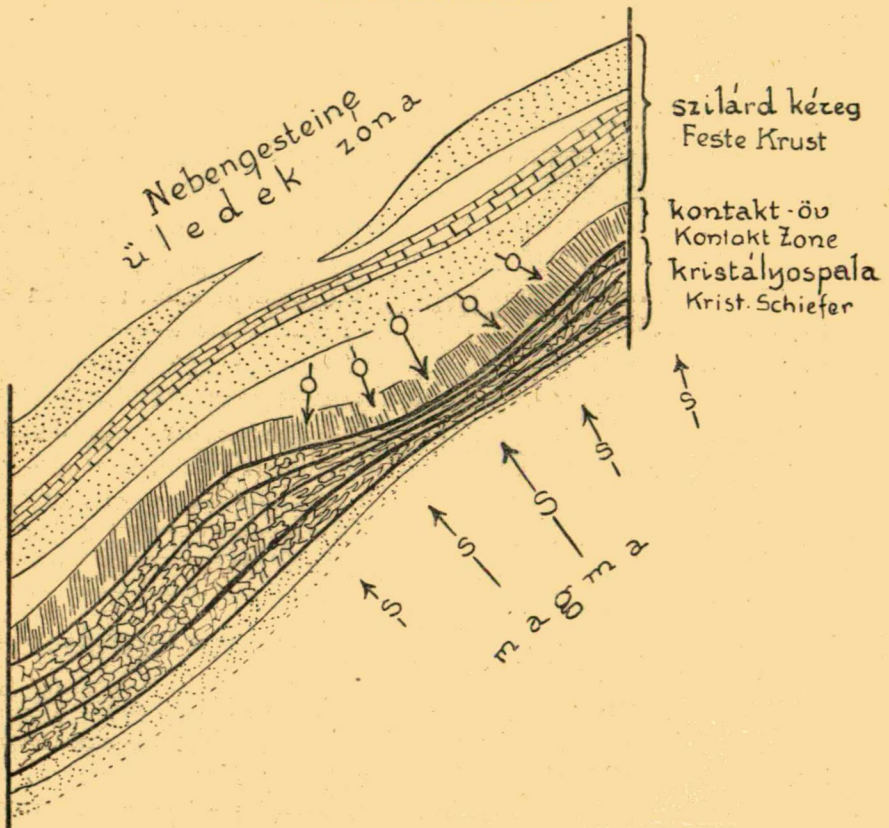
Die rythmische Wiederholung des fraktionierten Kristallisationsvorgangs dauert nur so weit, wo das Sinken der Temperatur, also das Auskühlen des Gesteinsmagmas in geologischem Sinne ein schnelleres Tempo hat, also bis zu einer gewissen peripherischen Dicke der Magmamasse. Die gleichmässige, richtungslos körnige Materie der inneren Massen der Granitmassive bilden einen Beweis dafür, dass im Inneren derselben kaum mehr eine Differenzialbewegung, eine Bestandteilsseparation vorkommt. Das Nachlassen der Druckspannung, die

Herstellung der geologischen Gleichgewichtslage, besonders aber infolge des schnellen Verlustes der Agent Mineralisateure, entstehen auf einmal viele Kristallisationszentrome und wegen der plötzlich eintretenden Viskosität des Magmas und seiner stufenweisen Erstarrung, bietet sich zu diffusiven Erscheinungen, zum Bilden von Schieferungen keine Gelegenheit mehr.

Als eine von den Untersuchungen der Granite und Gneisse der Hohen Tatra abgeleiteten Erfahrung bin ich geneigt jene Anführung für wahrscheinlich zu halten, dass nach den Be-

2. Die schematische Darstellung des Pressungsgrades der magmatischen Kristallisationsschieferung.

2. A kristályospalák magmatikus állapotban lezajlott préseltség fokának sematikus érzékeltetése.



o = oldalnyomás ; s = sztatikus nyomás.
Seitendruck ; Statischer Druck.

obachtungen die vorherrschend in der Randzone des Granitmassivums eine grosse Rolle spielende, primäre Gneissbildung ohne Kataklaste ganz bestimmt auf eine fractionierte Kristallisation, die Ausbildung eines Parallelgefüges aber auf orientierte Druckkräfte zurückzuführen ist, welche auf das Magma der Tiefe, resp. auf Hüllen von gewisser Dicke der Magmamasse in der letzten Phase der Erstarrung direkt einwirkten, wo zu Differentialbewegungen noch Gelegenheit geboten war. In der parallelen Lagerung der Gemengteile müssen wir auch der zentrifugalen Wanderungstendenz und Orientierungsbereitwilligkeit der gasförmigen Bestandteile eine wichtige Rolle zuschreiben.

Die Entfernung der identischen Mineralienreihen der Parallelgefüge von einander steht in engem Zusammenhang mit dem Tempo der Temperaturverminderung, welche die erstarrende Stoffquantität mit der Kristallisationsschnelligkeit im Einklange determiniert. Denn je schneller die Auskühlung vor sich geht, umso breiter ist die Reihenentfernung, weil eine um vieles grössere Magmahülle in derselben Zeit dem Vorgange der Kristallisation anheimfällt. Die Reihenentfernung hängt auch von der Grösse des Druckes im liquiden Zustande ab, denn je grösser der gerichtete Druck auf das erstarrende, aber noch plastische Magma war, desto kürzer ist die Distanz zwischen den einzelnen Reihen und eine um so gepressteren Charakter hat das Gestein. (Siehe Fig. 2.)

Die endgültige Ausbildung des Parallelgefüges ist also das Resultat einestheils der fraktionierten Kristallisation, andererseits der Einwirkungen der Spannungen während der Erstarrung (Seiten-, statischer-Schwerendruck; ziehende, scherende, zerknitternde Spannung).

Der grosse Teil der Gesetzmässigkeiten in den keine Deformation erlittenen Gesteinen (bezw. Substanz und Struktur) weiter die bruchlose Lagerung des Biotits und des Amphibols parallel mit der Richtung des Druckes, ferner die orientierte Anordnung der Quarzkristalle (ihre Hauptachse ist gewöhnlich senkrecht auf den Druck) sind als primäre Erscheinungen (primäres Parallelgefüge) leichter zu erklären, als auf Grund der durch dynamometamorphische Vorgänge später entstandene Schieferung.

A primär parallel-szerkezet keletkezési lehetősége.

(Összefoglaló kivonat.)

Irta: vitéz Dr. LENGYEL Endre.

Azon megfigyelések következtében, hogy nem minden párhuzamos rétegezetségű gránitot és gneiszot kísérnek deformációs és kataklasztikus jelenségek, korántsem tekinthető lezártnak a vonalas szerkezet problémája. A kőzetekben keringő nedvesség kristályosító (oldó és lerakó) munkájának feltevése is csak részleteiben oldotta meg a kérdést. Mert a folyamat még kellő összetételű és mennyiségű oldat feltevése esetén is rendkívül hosszantartó. A tátrai kőzetek átlagos üledése, az alkatrészek kismértékű molekuláris átváltozása is amellet bizonyíték, hogy még a későbbi dynamometamorfikus úton bekövetkezett szerkezet-átalakulások mellett is a palás-struktúra elsődleges keletkezési okokkal áll összefüggésben.

A tátrai gránitok és gneiszok ásványalkatrészeinek s strukturájának vizsgálatával kapcsolatos megfigyelések s elméleti elgondolások arra a megállapításra vezettek, hogy *az óriási tömegekben fellépő, nagy mélységekre terjedő parallel-szerkezet létrejötté originális, a kőzetképződéssel és magma-lehüléssel kapcsolatos okokra vezethető vissza*. Szekundár párhuzamos szerkezet létrejötté a tektonikailag igénybevett helyeken lehetséges, valószínű és a M. Tátra intruzívus tömegén általános jelenség, de a mechanikai törések, rupciók nélküli és vegyi átalakulásokat sok helyen alig mutató tátrai kőzetek vizsgálatából leszűrő tapasztalatok arra a feltevésre vezettek, hogy a magma kristályosodása alatti parallel-szerkezet létrejöhet a következő módon:

Képzeliük el, hogy a földfelület valamely helyén hatalmas magmatömeg intruziója következett be, mely lakkolit alakjában nyomult a földkéreg szilárd rétegei közé. A magas hőfokú, izzónfolyó, ásványkiválásokat még nem tartalmazó magmatömeg lehülése a periferiákon megindult, még pe-

dig óriási és helyről-helyre változó sztatikus és oldalnyomás alatt. Eltekintve a hideg határoló kőzetekkel közvetlen érintkezésben álló magmarészekről, amelyeknek hirtelen lehűlése esetleg ásványkiválás nélküli, üveges kőzetmódosulatot hoz létre, a külső, gyorsan megszilárduló kőzetrészek kitűnő hőizolátorként szerepelnek a magmatömeg belsőbb, magas hőfokú részeivel szemben.

A lehűlés a külső peremeken fokozatos hővesztésig következtében megindul s az izzónfolyó magma hőfoka 2000°C alá süllyed. Lassú, kívülről meglehetősen védett hővesztésig közben eléri az első ásványkiválásokra alkalmas hőfokot. Gránit esetében az ércékét (cca 1700°) és a biotitét (cca 1600°). Az ásványkiválás azonban csak a folyékony magma bizonyos keskenyebb méretű külső burkában indulhatott meg s a megszilárdulás első termékei a kihűlési felület felé tendálnak. Beljebb eső magmarészekben ásványkiválás a magas hőfok következtében még nem következett be.

A kivált biotitlemezek a külső felületeken a két ellentétes nyomásirányra (belső sztatikus és külső tektonikus) merőleges síkban helyezkednek el, a lehűlő felülettel párhuzamosan. 1500° alatt megindul a szóbanforgó magmaburokból a földpátok kiválása, amit utóbb követ a szabad kovasav xenomorfi megmerevedése. E két utóbbi szálikus ásvány többé-kevésbé rétegszerűen a már előbb kivált s lemezei síkjával a nyomásirányokra merőlegesen rendeződött biotitsorok alatt foglal helyet.

Az ásványyszukcesszió tehát a normális menetet követi: legelőször jelennek meg a magmában, mint olvadékkoldatban legnehezebben oldódó alkatrészek: az ércék, foszfátok stb., majd utánuk sorrendben a femikus ásványok, ezt követi a szálikus elegyrészek egyik csoportjának, a földpátoknak megjelenése. Utoljára válik ki kvarcként a kovasav, amely bár igen magas olvadáspontú, a magmában rendszerint utolsó tagnak megszilárduló anyalúg szerepét játsza.

E folyamat — a femikus és szálikus ásványok különválása s a biotit külső, periferiális megmerevedése és elhelyezkedése csak egy bizonyos mélységű, illetőleg átmérőjű magmaburokban ment végbe. Belsőbb részekben ezalatt még oly magas volt a hőfok, hogy ásványkiválás még nem indulhatott meg. (L. 1. ábrát.)

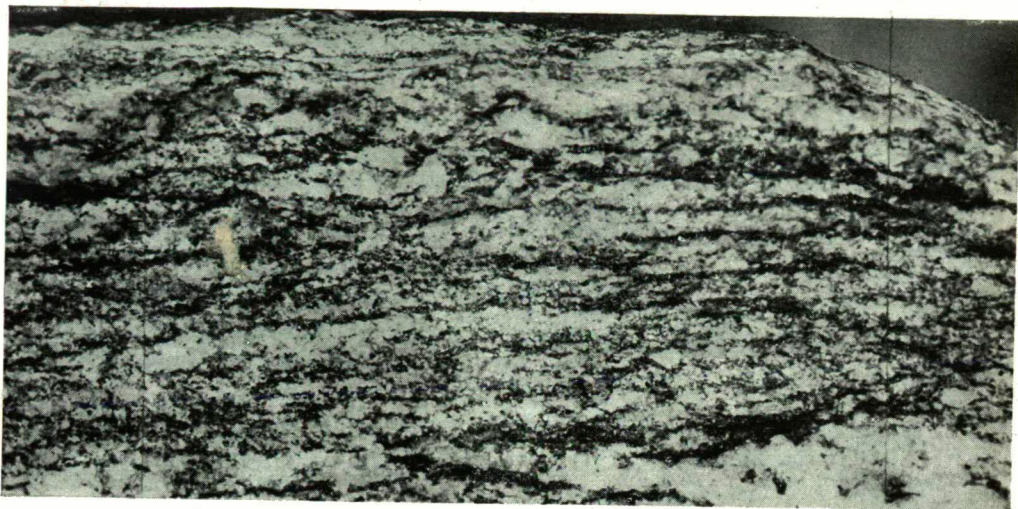
További, befelé haladó lehülésnél egy új magmavastagságban ismétlődik a folyamat. Úgy, hogy bizonyos, geologiai értelemben hosszantartó idő alatt többszörös, ritmusosan változó, ismétlődő párhuzamos sorokba rendeződött ásványkiválással állunk szemben.

A folyamat — a magmalehülés ütemétől függően — gyorsabb-lassúbb tempóban ismétlődik s az először megszilárdult kőzetburokhoz újabb, eleinte plasztikus, majd szilárd kőzetretegek csatlakoznak ritmikus váltakozásban.

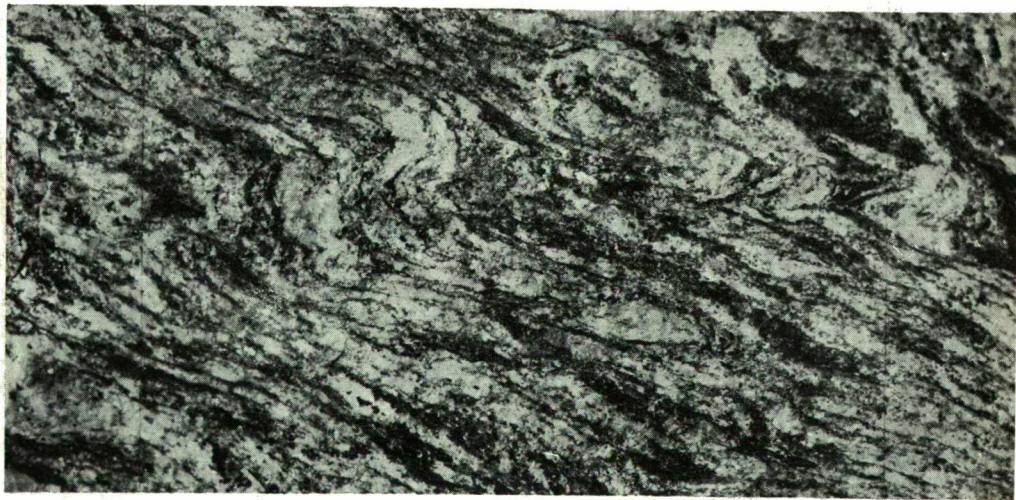
Frakcionált kőzetkristályosodás indul meg tehát, ahol a nehezebben oldódó ásványoknak kiválását és sajátos, a nyomásirányokra merőlegesen s a hőt kisugárzó felületekre megnyúlási irányukkal párhuzamosan történt elhelyezkedését a könnyebben oldódó, viszonylagosan savanyúbb alkatrészek megjelenése követi.

A frakcionált kristályosodásmenet ritmusos ismétlődése csak addig tart, míg a hőmérsék csökkenése tehát a kőzetmagma lehülése geologiai értelemben gyorsabb tempójú, tehát csak a magmatömeg bizonyos periferiális vastagságig. A gránitmasszívumok belső tömegeinek egyenletes, iránytalanul szemcsés szövete mellett bizonyíték, hogy annak belsejében differenciáló mozgás, alkatrészelkülönülés már alig van. A nyomásfeszültség enyhülése, a geologiai egyensúlyi helyzet helyreállása, de különösen a kristályosító tényezők gyors elvesztése következtében egyszerűen sok kristályosodási központ keletkezik s a magma hirtelen beálló viszkozitása, majd fokozatos megmerevedése miatt már nincs alkalom diffúziós jelenségek lezajlására, rétegeesség kialakulására.

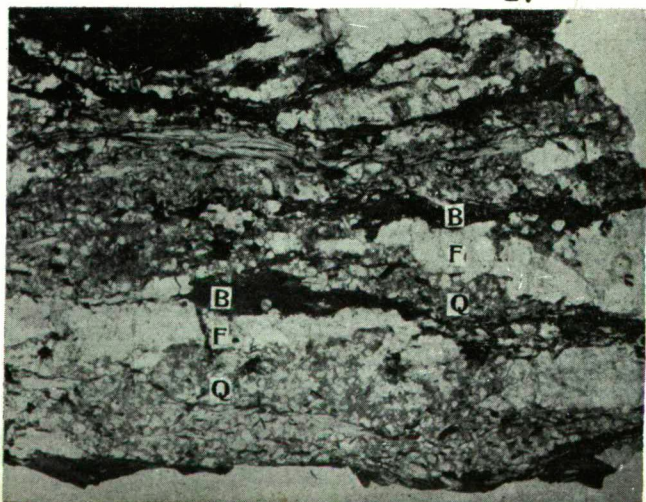
A Magas Tatra gránitjainak és gneiszainak vizsgálatából leszűrte tapasztalatként hajlandó vagyok tehát valószínűnek tartani a feltevést, hogy: a megfigyelések szerint *uralkodólag a gránitmasszívum szegélyzónájában nagy szerepet játszó, kataklisis nélküli, primár gneiszképződés határozottan frakcionált kristályosodásra, a parallel szerkezet kialakulása pedig orientált nyomóerőkre vezethető vissza, melyek a mélységi magmára, illetőleg a magmatömeg bizonyos vastagságú burkaira megmerevedése utolsó fázisában hatottak közvetlenül, ahol szétkülönülő mozgásokra a lehetőség még adva volt. Az ásványalkatrészek parallel elhelyezkedésében minden valószínűség*



1.



2.



szerint a gáznemű alkatrészek centrifugális vándorlási törekvésének és irányító készségének is fontos szerepet kell tulajdonítanunk.

A parallel rétegezettség azonos ásványsorainak egymástól való távolsága szoros összefüggésben áll a hőmérsékcsökkenés ütemével — amely a szilárduló anyagmennyiséget a kristályosodási gyorsasággal megegyezőleg determinálja. Ugyanis minél gyorsabb tempójú a lehűlés, annál szélesebb a sortávolság, mert nagyobb méretű magmaburok esik át egyenlő idő alatt a kristályosodás folyamatán. Függ a sortávolság a likvidus állapotban működő nyomás nagyságtól is, mert minél nagyobb volt az irányított nyomás a merevedő, de még plasztikus magmára, annál rövidebb a sorköz és annál préseltebb megjelenésű a kőzet. (L. 2. ábrát.)

A parallel szerkezet végleges kialakulása tehát egyrészt a frakcionált kristályosodás folyamatának, másrészt a megszilárdulás alatti feszültségek (oldal-, sztatikus-, nehézségi nyomás, húzó, nyíró, gyűrő feszültség) hatásainak eredője: maga a megszilárdult együttes fizikó-kémiai folyamat.

A deformációt nem szenvedett szöveti és szerkezeti törvényszerűségek nagy része — a biotit, amiből nyomás-iránnyal párhuzamos, törés nélküli elhelyezkedése, továbbá a kvarckristályoknak orientált megjelenése (főtengelyük rendszerint merőleges a nyomásra), könnyebben megmagyarázható primár parallel szerkezet, mint utólagosan, dynamometamorfikus úton létrejött esetében.

Tafelerklärung. — Táblamagyarázat.

Fig. 1. Granitgneiss, mit der parallel-schiefrigen Anordnung der femischen und salischen Gemengteile. Hohe Tátra, Tarpataker-Tal. Vergr. 1:5.

1. ábra. Granitgneiss. A femikus és salikus alkatrészek parallel-palás elrendeződésével. Magas Tátra, Tarpataki-völgy. 1:5 nagyítás.

Fig. 2. Gneiss, mit gefalteten Partien. In den Biegungen häufte sich Feldspat auf. Hohe Tátra, Felkaer-Tal. Vergr. 1:5.

2. ábra. *Gneiss*. Redőzött részletekkel. A hajlásokban uralkodólag földpát halmazódott össze. Magas Tatra, Felkai-völgy. 1.5 X. nagyítás.

Fig. 3. *Gneiss*, mit rhythmischen Wechseln des Biotits, Feldspates und Quarzes. Hohe Tatra, Tarpataker-Tal. Vergr. 12. // Nicol.

3. ábra. *Granitgneiss*. Jól látható a biotit, földpát és quarz ritmikus változása. Magas Tatra, Tarpataki-völgy. 12 X nagyítás. // Nicol.

Fig. 4. *Granitgneiss*. Biotit begrenzt einerseits durch Feldspat, anderseits durch Quarz. Hohe Tatra, Tarpataker-Tal. Vergr. 36. // Nicol.

4. ábra. *Granitgneiss*. A biotit-ot kívülről quarz, belülről földpát határolja. Magas Tatra, Tarpataki-völgy. 36 X nagyítás. // Nicol.

Über die Neutralsalzwirkung bei den Ionenreaktionen.

4. Über die spezifische Ionenwirkung.

Von:

Á. von KISS und IRENE BOSSÁNYI.

(Eingegangen im December, 1928.)

1. Einleitung.

In einer früheren Arbeit¹⁾ wurde die spezifische Ionenwirkung bei der Reaktion zwischen Persulfat- und Jodionen untersucht. Die früher von T. S. Price²⁾ gemachten und unsere in der erwähnten Arbeit ausführlich besprochenen Kontrollversuche bestätigen sogar in quantitativer Hinsicht die Geschwindigkeitstheorie von Brönsted.³⁾ Was die Wirkung der Neutralsalze betrifft, haben wir aber in zwei Richtungen Abweichungen gefunden. Bei den von uns benützten Konzentrationen hat sich bei den Isotypen Ionen eine so starke spezifische Ionenwirkung gezeigt, dass von der Gültigkeit der Brönstedschen Theorie nicht mehr die Rede sein kann. Weiterhin zeigten die mehrwertigen Ionen nicht die von der Theorie erforderte grössere Salzwirkung.

Um die Gültigkeitsgrenzen der Theorie festzustellen haben wir unsere früheren Untersuchungen fortgesetzt. Von den Resultaten dieser Versuche möchten wir in den Folgenden kurz berichten.

Was die experimentellen Einzelheiten betrifft, verweisen wir an die erwähnte Arbeit.

¹⁾ Á. v. Kiss und V. Bruckner: Z. physik. Chem. 128, 71 1927.

²⁾ Z. physik. Chem. 27, 474, 1828.

³⁾ Z. physik. Chem. 102, 169, 1922.

2. Über die spezifische Ionenwirkung.

a) Allgemeine Anmerkungen.

Die in verdünnten Lösungen vorkommende aktivitätsvermindernde Wirkung der Neutralsalze wird nach der Theorie von P. Debye und E. Hückel⁴⁾ mit der Wirkung der interionischen Kräfte erklärt. In der chemischen Kinetik wird diese Wirkung durch J. N. Brönsted mit dem kinetischen Aktivitätsfaktor in die Rechnung getragen.

Nach Brönsted hängt die Neutralsalzwirkung von dem Reaktionstypus und von der Ladungszahl der Ionen ab. Bei Reaktionen mit positiver Salzwirkung — die uns jetzt interessieren — üben nur die Ionen von entgegengesetzter Ladung eine Wirkung aus, die Ionen von gleicher Ladung sind dagegen, wenn sie auch verschiedenen Typen angehören, beinahe wirkungslos. Die isotypen Ionen haben in gleicher Konzentration zugesetzt ungefähr eine gleiche Wirkung: diese nimmt aber mit der Ladungszahl der Ionen rapide zu. Wie Brönsted⁵⁾ betont spielt die individuelle Natur des Ions und Lösungsmittels eine oft nicht unbedeutende Rolle so, dass numerische Gesetzmässigkeiten nur als Approximationen gelten können.

Die bisherigen Versuchsdaten bestätigen im ganzen und grossen die Theorie, wiederholt hat sich aber die spezifische Ionenwirkung gezeigt, was mit der jetzigen Formulierung der Theorie nicht erklärt werden kann. Die Ursachen können folgenderweise gegeben werden.

Beim Entwickeln seiner Theorie der chemischen Reaktionsgeschwindigkeit hat Brönsted — wie ersichtlich — angenommen, dass die Isotypen Ionen in gleich konzentrierten Lösungen denselben Aktivitätskoeffizienten haben, d. h. die Richtigkeit der Hypothese von Mc. Innes, Harned und Lewis über die Unabhängigkeit der Ionenaktivitätskoeffizienten stillschweigend angenommen. Dadurch bekommt seine Theorie eine gewisse Übersichtlichkeit, kann aber die individuellen Verschiedenheiten bei den isotypen Ionen nicht erklären. Die Unrichtigkeit der erwähnten Hypothese von Innes, Harned und Lewis hat er auf thermodynamischem Wege nachgewiesen, seine Geschwindig-

⁴⁾ Physik. Zeitschr. 26, 22, 93, 1925.

⁵⁾ 1. c. 179.

keitstheorie aber Einfachheits halber nicht in dem Sinne abgeändert.

Nach der Brönstedschen⁶⁾ Theorie der spezifischen Ioneninteraktion:

1. hat jedes Ion eine aktivitätsvermindernde und eine aus-salzende Wirkung gegenüber allen anderen Ionen;

2. die Ionen von entgegengesetzter Ladung üben eine von der gegebenen Ionenkombination abhängige Wirkung aus, die Ionen von gleicher Ladung haben dagegen eine gleiche Wirkung.

So wird der Wert des kinetischen Aktivitätsfaktors in den Lösungen der verschiedenen isotypen Ionen, bei gleicher Gesamtionenkonzentration nicht gleich wie es Einfachheits halber in der Geschwindigkeitstheorie von Brönsted angenommen wird, sondern verschieden. Weiterhin wird sein Wert mit der Zusammensetzung der Elektrolytlösung variieren. Der Grad der Abweichung wird abhängig sein von den spezifischen Eigenschaften der Ionen der Neutralsalze und der Reaktionskomponenten. So kommen anstatt der einfachen Formeln des kinetischen Aktivitätsfaktors komplizierte Funktionen der Ioneninteraktion. Indem auch bei den einfachsten Reaktionen mehrere Ionen beteiligt sind, wenn zur Lösung noch heteroionige Neutralsalze zugemischt werden, wird die Form dieser Funktion so verwickelt, dass von der Inrechnungnahme dieser Wirkung bei der Grundlegung einer Theorie nicht die Rede sein kann. So wird Brönsteds Verfahren verständlich und berechtigt. Wenn dies damals nicht an der Stelle war, wird andererseits zur Weiterentwicklung der Theorie erwünscht, dass die inzwischen über die spezifische Ionenwirkung gemachten Erfahrungen zur Erklärung der spezifischen Verschiedenheiten der isotypen Ionen auch bei Geschwindigkeitsmessungen herangezogen werden.

b) Die Besprechung der Versuchsdaten.

Wie gezeigt wurde wird die Theorie von Brönsted mit erster Annäherung gültig sein. Nachdem die Ursachen der Abweichungen klargelegt wurden, wird die Aufklärung der spezifischen Ionenwirkung bei Reaktionen von verschiedenem Typus unbedingt lehrreich. Bei dieser Arbeit wird aber gewisse Vorsicht angeraten, indem die zugesetzten Neutralsalze mancherlei

⁶⁾ Journ. Am. Chem. Soc. 44, 877.

Störungen verursachen können. So können gewisse Ionen die Reaktion katalysieren und den Mechanismus der Reaktion ändern. Dies alles kommt bei unvorsichtiger Arbeit an die Rechnung der Neutralsalzwirkung. Wie wir uns überzeugt haben, braucht man bei der besprochenen Reaktion mit solchen Störungen im Falle von vielen Ionen nicht zu rechnen. So eignet sie sich gut zur Untersuchung der spezifischen Ionenwirkung.

Wenn in den folgenden von der spezifischen Ionenwirkung die Rede sein wird unterscheiden wir eine spezifische Ionenwirkung der gleichnamigen und der ungleichnamigen Ionen. Bei der besprochenen Reaktion sind die Ionen mit entgegengesetzter Ladung die Kathionen. So werden diese der Theorie gemäss die stärkere Wirkung ausüben und es kann nun erwartet werden, dass sie auch eine grössere spezifische Ionenwirkung haben werden. Deswegen wird erstmalig und ausführlicher diese Wirkung behandelt.

Die spezifische Ionenwirkung kann wegen der spezifischen Ioneninteraktion rein nur in Fällen beobachtet werden, wenn nur die an ihre Wirkung untersuchenden Ionen anwesend sind. Wenn die spezifische Kathionenwirkung studiert wird, darf in dem Reaktionsgemisch nur ein einziges Kathion anwesend sein. Wenn auch die Wirkung der gleichnamigen Ionen — in unserem Falle die Anionenwirkung — eine untergeordnete Rolle spielt, wird doch besser, wenn keine andere Anionen, als die Reaktionskomponenten (die J^- und $S_2O_8^{2-}$ -Ionen) und das Reaktionsprodukt (die SO_4^{2-} -Ionen) anwesend sind. Dementsprechend wurden mit Kalium-, Ammonium- und Natriumpersulfat bei verschiedener Konzentration der Reaktionskomponenten Versuche ausgeführt. Die benützten Persulfate wurden durch Umkristallisation sorgfältigst gereinigt und enthielten ausser Spuren von Sulfaten keine anderen Verunreinigungen.

Tabelle 1.

J-Konz.	0,0125	0,0250	0,050	0,070	0,10
S_2O_8 -Konz.	0,0063	0,0125	0,025	0,030	0,050
Na-Pers.	0,0914	0,108	0,141	0,152	0,184
H_4N -Pers.	0,115	0,142	0,186	0,219	0,261
K-Pers.	0,118	0,158	0,209	0,245	0,305
H_4N/Na	1,26	1,32	1,32	1,44	1,42
K/Na	1,29	1,46	1,48	1,61	1,66
K/ H_4N	1,02	1,11	1,12	1,12	1,17

Wie aus der in der Tabelle 1 wiedergegebenen Versuchsdaten ersichtlich, haben die drei untersuchten isotypen Ionen eine starke und mit der Gesamtionenkonzentration zunehmende spezifische Ionenwirkung. Um dies zu zeigen, wurden die zu gleichen Konzentrationen gehörigen Geschwindigkeitskonstanten miteinander dividiert. (Siehe die H_4N/Na -, K/Na - und K/H_4N -Werte in der Tabelle.) Aus diesen Zahlen lässt sich herauslesen, dass sich die spezifische Ionenwirkung bei K und H_4N mit der Konzentration in gleichem Masse ändert beim Na aber eine andere Funktion besteht.

Wenn die Versuchsdaten graphisch dargestellt werden, (Fig. 1.) so zeigen die Kurven den gleichen Lauf. Dass sie mit wachsender Konzentration auseinander gehen zeigt, dass die spezifische Ionenwirkung in konzentrierteren Lösungen noch grösser wird, in stark verdünnten Lösungen aber vermutlich verschwindet.

Indem nach der Theorie von Debye und Hückel⁷⁾ der Aktivitätskoeffizient eines Ions von der Ionenkonzentration nach der Formel:

$$-\ln f = \frac{n^2}{D} \sqrt{c}$$

ab hängt, so kann die Änderung der Geschwindigkeitskonstante k mit der Ionenkonzentration mit einer exponentiellen Funktion von der Form:

$$\log k = \log k_0 + a \sqrt{c} - \beta c$$

angegeben werden. Wie die Fig. 1 zeigt werden die Versuchsdaten beim Kalium-, Ammonium- und Natriumpersulfat mit den Formeln:

$$\log k = 0,8625 + 1,88 \sqrt{c} - 0,72c$$

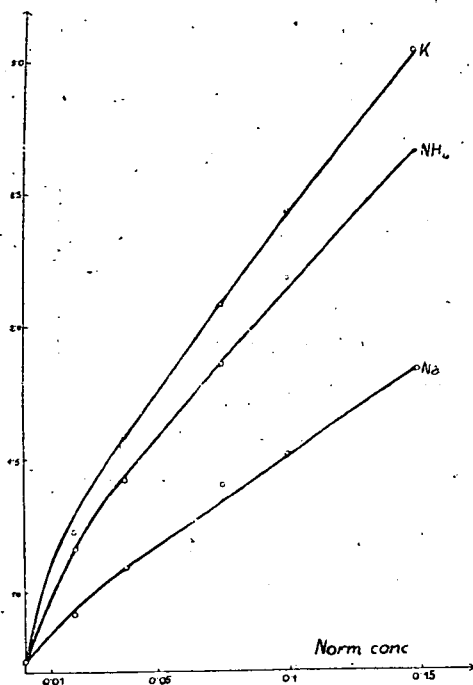
$$\log k = 0,8625 + 1,64 \sqrt{c} - 0,54c$$

$$\log k = 0,7875 + 1,38 \sqrt{c} - 0,48c$$

gut wiedergegeben.⁸⁾

⁷⁾ Zeitschr. Physik: 24, 185, 1923.

⁸⁾ Anm. Die Kurven wurden mit den, nach den Gleichungen berechneten Daten gezeichnet und die experimentell gefundenen Werte sind an entsprechenden Stellen durch Kreise angegeben. Die berechneten k_0 -Werte weichen bei Kalium- und Ammonium-bzw. Natriumpersulfat voneinander etwas ab. Als gemeinsamer k_0 -Punkt wurde der Mittelwert der beiden Werte genommen.



Die jetzt besprochenen Versuchsdaten machen es erwünscht,

Tabelle 2.

$J = 0,020$, $S_2 O_8 = 0,010$, Neutr.
Salz = 0,07 norm. 10% K-Ionen.

Kathion.	Sulfat.	Nitrat.	Chlorid.
K	0,238	0,240	0,252
H ₄ N	0,212	0,222	0,227
Na	0,157	0,159	0,174
Li	0,159	0,148	0,165
Mg	0,212		
Zn	0,207		
Al	0,279		

dass auch andere Kathionen an ihre spezifische Ionenwirkung untersucht werden. Indem aber die Persulfate nur einigen Kathionen in entsprechender Reinheit zu bekommen sind, so haben wir bei diesen Versuchen immer mit Kaliumpersulfat als reinstem Stoff gearbeitet. Bei diesen Versuchen machen 10% der Kathionen die K-Ionen aus, welcher Umstand — wie oben

gezeigt wurde — als ein Mangel der Versuche angesehen werden muss.

Am reinsten bekommt man die spezifische Kathionenwirkung, wenn die Anionen dieselben bleiben. Auch in dem Falle

hat man eine ausgeprägte Kathionenwirkung, welche bei allen drei Anionen der Grössenordnung nach dieselbe bleibt (Tabelle 2) Von den einwertigen Ionen die stärkste Wirkung haben die K- die schwächste die Li-Ionen. Der Unterschied beträgt za. 50%. Die Reihenfolge der Grösse der Wirkung bleibt bei allen drei Anionen dieselbe.

Die spezifische Anionenwirkung zeigen wieder die jenigen Versuche, bei welchen die Kathionen unverändert bleiben. (Tabelle 2.) Bei den Salzen der einwertigen Metallen haben die stärkste Wirkung die Chloriden, dann die Nitraten und die schwächsten die Sulfaten. Zur Aufklärung der spezifischen Anionenwirkung wurden mit vielen Kaliumsalzen Versuche ausgeführt. (Tabelle 3.) Bei diesen Versuchen sind nur Kaliumionen als Kathionen anwesend, von den Anionen machen 70% die betreffenden Anionen aus und die übrigen 30% fallen an die Reaktionskomponenten (an die J-, S_2O_8 -bez. SO_4 -Ionen). Dieser Umstand verwirrt etwas die Anionenwirkung, aber anders kann es nicht sein. Die Verhältnisse werden günstiger, wenn die J-, S_2O_8 - und SO_4 -Ionen an ihre Wirkungen untersucht werden. Wie ersichtlich, besteht eine spezifische Wirkung, die stark ausserhalb der Versuchsfehlern liegt. Die grösseren Abweichungen bei den CrO_4 - und C_2O_4 -Ionen müssen vielleicht als eine Störung der Reaktion angesehen werden. Dem wird in dieser Arbeit nicht näher nachgegangen.

Tabelle 3.

J = 0,02, S_2O_8 = 0,01
Neutralsalz = 0,07 norm.

Neutr. Salz	k
KJO ₃	0,259
KCl	0,252
KBr	0,246
K ₂ S ₂ O ₈	0,249
KBrO ₃	0,242
KJ	0,242
KClO ₃	0,244
KNO ₃	0,240
K ₂ C ₂ O ₄	0,211
K ₂ SO ₄	0,238
K ₂ CrO ₄	0,190

Bei diesen Versuchen sind nur Kaliumionen als Kathionen anwesend, von den Anionen machen 70% die betreffenden Anionen aus und die übrigen 30% fallen an die Reaktionskomponenten (an die J-, S_2O_8 -bez. SO_4 -Ionen). Dieser Umstand verwirrt etwas die Anionenwirkung, aber anders kann es nicht sein. Die Verhältnisse werden günstiger, wenn die J-, S_2O_8 - und SO_4 -Ionen an ihre Wirkungen untersucht werden. Wie ersichtlich, besteht eine spezifische Wirkung, die stark ausserhalb der Versuchsfehlern liegt. Die grösseren Abweichungen bei den CrO_4 - und C_2O_4 -Ionen müssen vielleicht als eine Störung der Reaktion angesehen werden. Dem wird in dieser Arbeit nicht näher nachgegangen.

Tabelle 4.

Kathion.	Sulfat.	Nitrat.	Chlorid.	Jodid.
K	0,238	0,240	0,252	0,242
H ₄ N	0,210	0,212	0,203	0,214
Na	0,144	0,149	0,166	0,153

Zur Aufklärung der spezifischen Anionenwirkung sind einige Versuche so ausgeführt worden, dass nur ein einziges Kathion

anwesend ist und 70% der Anionen machen die auf ihre Wirkung untersuchenden Anionen aus. Wie ersichtlich, besteht auch in dem Falle eine spezifische Anionenwirkung. Die Reihenfolge der Wirkung ist bei allen vier Anionen dieselbe.

Die Salzwirkung bei grösserer Salzkonzentration zeigt ungefähr dasselbe Bild. (Tabelle 5.) Es wird die Kathionenwirkung noch ausgeprägter, indem der Unterschied bei Li- und K-Ionen mehr als 100% aus macht.

Tabelle 5.

$J = 0,025$, $S_2O_8 = 0,0125$, Neutr.
Salz 1 norm.

Kathion.	Chlorid.	Nitrat.	Sulfat.
K	1,19	0,952	0,948
H ₄ N	1,01	0,849	0,765
Na	0,686	0,567	0,556
Li	0,539	0,428	0,455
H	0,569	—	—
Mg	0,687	0,631	0,511
Zn	—	—	0,497

Die Anionenwirkung verschwindet bei den Sulfaten beinahe vollständig, bleibt aber bei den Chloriden und Nitraten bestehen.

Die in verdünnten Lösungen gemachten Versuche bestätigen also die früher in konzentrierten Lösungen gefundenen Kontroversen mit der Theorie. Die spezifische Ionenwirkung der

isotypen Ionen bleibt bestehen und die Grösse der Wirkung hängt nicht in dem Grade von der Ladungszahl der Ionen ab, wie es die Theorie verlangt. Nach der Theorie nämlich sollten die zwei und dreiwertigen Ionen eine stärkere Wirkung haben. Die von uns untersuchten zwei und dreiwertigen Kathionen haben dagegen fast dieselbe Wirkung. (Tabelle 2 und 5.) Als die Salzwirkung erstmalig untersucht wurde, haben wir diese Wirkung der hohen Salzkonzentration zugeschrieben. Nach den neueren Versuchen besteht unbedingt eine Kontroverse mit der Theorie. Diese Resultate stehen auch mit den andersweitigen Literaturdaten im Widerspruche.

3. Zusammenhang zwischen Reaktionsgeschwindigkeit und physikalisch chemischen Eigenschaften des Mediums.

Seit der formalen Lösung der Frage durch Børnsted⁹⁾ hat es immer eine grössere Bedeutung den Zusammenhang zwischen Reaktionsgeschwindigkeit und physikalisch-chemischen Eigenschaften der Ionen aufzuklären. Aus den eingangs gesagten wird aber klar, dass wegen der Zusammengesetztheit der Erscheinung vergebens um einen Zusammenhang zwischen einzelnen Eigenschaften und Reaktionsgeschwindigkeit gesucht wird. Die Gesamtheit aller Eigenschaften wird die Geschwin-

⁹⁾ Z. physik. Chem: 115, 337, 1925.

digkeit beeinflussen und nur in Fällen wo die Wirkung gewissen Eigenschaften vorherrscht, findet man einfache Relationen. Wenn auch unser Versuchsmaterial zu solchen Untersuchungen zu mangelhaft ist, möchten wir doch gewisse Folgerungen tun.

Was den Zusammenhang zwischen Ionenvolum und Ionenwirkung betrifft, kann bei der einwertigen Ionen so viel behauptet werden, dass die Ionen mit grösserem Ionenvolum eine grössere Salzwirkung haben.¹⁰⁾ Das H-Ion nimmt auch hier eine Ausnahmestellung ein, und das zusammengeestzte H₄N-Ion kann zum Vergleich nicht ohne weiteres herangezogen werden.

Nach H. S. Harned¹¹⁾ sind die unsymmetrischen Ionen wie auch die S₂O₈-und S₂O₈. J-Ionen stark deformierbar. Sie werden durch Ionen mit kleinerem Ionenvolum stärker deformiert und so auch ihre Aktivität stärker herabgesetzt. Diese Wirkung wird durch Brönsted als spezifische Ioneninteraktion bezeichnet.¹²⁾ Dazu kommt noch die spezifische Aussalzwirkung der Ionen¹³⁾ als eine indirekte Wirkung, was darin besteht, dass die Ionen mit kleinerem Ionenvolum die Moleküle des Lösungsmittels stärker binden und dadurch die Aktivität des gelösten Ions erhöhen.

Wenn das Ion wenig deformierbar ist, wird die aussalzende Wirkung des Neutralsalzes dominieren, d. h. der Aktivitätskoeffizient wird grösser in der Lösung eines Ions mit kleinerem Ionenvolum. Wenn das Ion stark deformierbar ist, so wird die spezifische Ioneninteraktion überwiegen und so wird der Aktivitätskoeffizient kleiner in der Lösung eines Ions mit kleinerem Ionenvolum.

Dies an die untersuchte Reaktion angewandt, müssen die Änderungen der Aktivitätskoeffizienten der J'-und S₂O₈''-Ionen und des kritischen Komplexes S₂O₈. J''' betrachtet werden. Die Aktivität des symmetrischen J-Ions wird im Sinne des gesagten grösser in LiCl-als in KCl-Lösung. Die Aktivitäten der unsymmetrischen S₂O₈''-und S₂O₈. J'''-Ionen werden kleiner in einer LiCl-als in einer KCl-Lösung. Wenn dieser Einfluss bei den beiden Ionen ungefähr gleich ist, so hebt sich diese Wirkung

¹⁰⁾ Siehe die Tabelle 15 in Z. physik. Chem. 128, 85, 1927

¹¹⁾ Journ. Am. Chem. Soc. 49, 1, 1917.

¹²⁾ Journ. Am. Chem. Soc. 44, 877, 1922.

¹³⁾ E. Güntelberg und E. Schiödt: Z. physik. Chem. 135, 440, 1928.

wegen der Form des F-Faktors-einigermassen auf und es bleibt so nur die an die J-Ionen ausgeübte Wirkung bestehen. Dies bedeutet, dass die Ionen mit grösserem Ionenvolum die Geschwindigkeit der Reaktion stärker erhöhen. Dies steht auch mit der Erfahrung in Übereinstimmung.

Zusammenfassung.

Es wird die Neutralsalzwirkung bei der Reaktion zwischen Persulfat- und Jod-Ionen untersucht und die früher in konzentrierteren Lösungen gefundenen Kontroversen mit der Brönstedtschen Theorie wiedergefunden.

Es werden die Ursachen der spezifischen Ionenwirkung diskutiert und eine wahrscheinliche Erklärung gegeben.

Auch an dieser Stelle möchten wir dem Ungarischen Staatsfond zur Förderung der Naturwissenschaften unseren wärmsten Dank aussprechen.

Szeged 2. Chemisches Institut der Universität, Nov. 1928.

Mitteilung aus dem
Mineralogisch-Geologischen Institut der Universität, Szeged.
Direktor: Prof. Dr. S. von SZENTPÉTERY.

3.4.3',4'.6'-pentamethoxy-diphenylmethan — 2-carbonsäure-Kristalle.

Von vitéz Dr. E. LENGYEL.

(Mit 2 Textfiguren.)

Die studierten Pentamethoxydiphenylmethancarbonsäure-Kristalle stellte dem mineralogisch-geologischen Institute Prof. Dr. T. Széki zur Verfügung, der diese Verbindung in seinem Laboratorium herstellte.

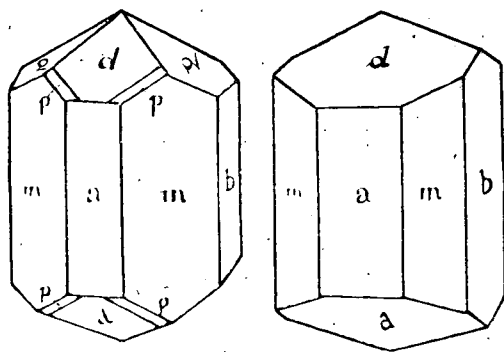
Die Kristalle sind von verschiedener Grösse: von 1 bis 3 mm. sind sämtliche Übergänge vorzufinden. Im allgemeinen sind

sie klar, vollkommen durchsichtig und blös nur einzelne Teile der grösseren Kristalle milchweiss, stellenweise trüb. Ihre Flächen sind zumeist glatt, haben Glasglanz und sind zu goniometrischen Messungen fast ausnahmslos geeignet.

Die Kristalle sind selten idiomorph: ihre freien Teile sind gut ausgebildet, glänzend, durch unversehrten Kristallflächen begrenzt, die dem Gefässe zugewandten Seiten sind verflacht; verzerrt, manchmal verbogen und auch im Wachstum bedeutend zurückgeblieben. Ihre Härte ist etwas kleiner als die des Gipses. Spaltlinien sind an ihnen nicht zu beobachten.

Sämtliche untersuchte Kristalle sind vom gedrunken; prismatischen Aufbau. Dieser Kristallhabitus bekommt nur dann einen tafligen Charakter, wenn eines der Endflächenpaare — gewöhnlich das Längsflächenpaar — vorherrschend entwickelt ist. In mehreren Fällen stellte sich dieses Flächenpaar parallel zu den Wänden des Gefässes.

An den Kristallen — welche sich während den näheren Untersuchungen als zu den rhombischen System gehörig bewiesen — konnte ich 6 Formen mit Bestimmtheit feststellen. Diese sind: a (100); b (010); m (110); d (101); q (011); p (111).



In der Formbildung nimmt somit das Grundprisma, zwei Arten von Endflächen und Domas und in einem einzigen Falle kaum wahrnehmbar die Flächen der (111) Pyramide teil.

An den grössten Kristallen erscheinen in untergeordneter Entwicklung Flächen der Grund-

pyramide und des (210) Prismas, von welchen aber in Folge der starken Verzerrung der Kristalle bloss je eine Fläche genau zu beobachten war. Mit Determinantenrechnung aber sind diese in die Zonen gut einzustellen gewesen.

Im allgemeinen sind die Flächen der Grundprismas m {110} vorherrschend entwickelt, auf die der Reihenfolge nach

die Domen $d \{101\}$ und $q \{011\}$ und schliesslich die Endflächen $a \{100\}$, $b^- \{010\}$ folgen. Ausnahmefälle sind sehr häufig: an einzelnen Kristallen ist das Längsflächen- oder Querflächenpaar vorherrschend, an anderen wieder fehlt das Querflächenpaar gänzlich. An zwei Individuen sind die Flächen des Brachydomas aussergewöhnlich untergeordnet entwickelt. Von den Domaflächen sind die der Querdomen gewöhnlich die Grösseren.

Ihr, aus den Grundwerten berechnetes Parameterverhältnis ist folgendes:

$$a : b : c = 0.82020 : 1 : 0.70176$$

Über die Flächen der Kristallformen kann ich vom goniometrischen Untersuchungsstandpunkte aus folgendes sagen:

Die immer gut entwickelten Prismaflächen, besonders an den kleineren Individuen haben Glasglanz und geben einen ausgezeichneten Reflex, an den grösseren Kristallen sind die Flächen mehr trübe und auch die Reflexe schwächer. Von den Endflächen erscheint das gewöhnlich nur untergeordnet auftretende Querflächenpaar nur selten in Form von glänzenden, schmalen Streifen, ihr Reflex ist aber immer gut. Das Längsflächenpaar ist hingegen trübe und in der Mitte durch Subindividuen bedeckt. Manchmal bleibt infolge ungleichen Wachstums der zentrale Teil der Kristallfläche im Wachsen zurück und steigt gegen den Kanten stufenförmig. Makroskopisch erscheint die Kristallfläche konkav.

Die Domaflächen haben zumeist einen Glanz und geben einen mittelmässigen Reflex. Manchmal aber, infolge Auftreten von Subindividuen, ist der Reflex ein vielfacher.

Die zwecks Formbestimmung festgestellten Messungsergebnisse geben die Mittelwerte von je 3—3 Messungen an:

		Messung:	Berechnung:
$m : a$	$(110) : (100)$	$39^{\circ} 11' 6''$	$39^{\circ} 21' 30''$
$m : b$	$(110) : (010)$	$50^{\circ} 28'$	$50^{\circ} 31' 30''$
$m : m_1$	$(110) : (\bar{1}10)$	$101^{\circ} 26' 30''$	$101^{\circ} 17'$
$m : m_3$	$(110) : (1\bar{1}0)$	$78^{\circ} 33' 30''$	$78^{\circ} 43'$
$a : d$	$(100) : (101)$	$49^{\circ} 27'$	$49^{\circ} 27'$
$d : d_1$	$(101) : (\bar{1}01)$	$81^{\circ} 9'$	$81^{\circ} 6'$
$q : b$	$(011) : (010)$	$54^{\circ} 46' 45''$	$54^{\circ} 15' 15''$
$q : q_1$	$(011) : (0\bar{1}1)$	$69^{\circ} 56' 45''$	$70^{\circ} 7' 4''$
$d : q$	$(101) : (011)$	$50^{\circ} 37' 30''$	$50^{\circ} 41'$

Zwecks Untersuchung der optischen Eigenschaften der Kristalle versuchte ich Dünnschliffe zu verfertigen. Dies gelang aber teils wegen der grossen Zerstäubbarkeit der Kristalle, teils wegen derer leichteren Löslichkeit nur mit annähernder Genauigkeit.

Die wichtigeren optischen Merkmale konnte ich in folgenden feststellen: Die Kristalle sind farblos, ihre Lichtbrechung bedeutend stärker als die des Canadabalsams; die Konturen verschwanden in Zimtoel: ihre Lichtbrechung steht also zu 1.60 nahe. Die Doppelbrechung ist schwach: bei normaler Dicke des Dünnschliffes (30μ) grau oder gelblichweiss. Die Auslöschung ist parallel. Die Orientiation der Kristalle ist:

$$a = n_g ; b = n_p ; c = n_m$$

Die optische Axenebene ist also senkrecht zur vertikalen Kristallaxe. Optischer Axenwinkel: um 70° und von positivem Charakter: n_z ist der spitze Bissetrix.

Ich halte es noch notwendig zu erwähnen, dass die Kristalle voll mit Einschlüssen sind. Ein grosser Teil dieser ist ein verfestigter Tropfen einer Flüssigkeit, die eine grosse Lichtbrechung hat und mit einen dunklen Rand umsäumte Gasblasen enthält. Die Gaseinschlüsse sind selten von runder Form, gewöhnlich sind sie in die Länge gezogen und die Erstarrung der Kristalle traf sie im Auswärtsstreben. Häufig zeigen sie einen negativen Kristallcharakter, in dem die in ihnen befindlichen, bei kleiner Vergrösserung rundlich aussehenden Gasblaseneinschlüsse bei starker Vergrösserung durch Kristallflächen begrenzt erscheinen.

Die grösseren Kristallindividuen enthalten häufig als Einschlüsse unorientiert liegende kleinere Kristalle.

Szeged, im Jänner 1927.

Eruptivserie im Savóstale bei Lillafüred.

(Mit der Tafel III)

Von Prof. S. von SZENTPÉTERY.

Vorkommensverhältnisse der Eruptive.

Einer der interessantesten der im nördlichen Teile des Borsoder Bükkgebirges vorkommenden schmalen Eruptivzüge ist jener, der sich in der unmittelbaren Nähe von Lillafüred hinzieht. Diesen Zug kann man östlich von der Kolonie durch die Szentistván, Szárdoka, Nyavalyás und Tekenös benannten Waldteile bis zum Sebesberg verfolgen, wo er sich auskeilt; westlich von der Kolonie zieht er sich durch Fehérkőlápa bis zum Punkte 535 m des Gulicskaberges, wo er sich gegen Norden, in die Richtung des Dolkaberges schwenkt. Das Streichen des Zuges ist grösstenteils O—W-lich, es stimmt also mit dem Streichen des triadischen und karbonischen Kalksteins überein, unter denen er vorkommt.

Bezüglich der Tektonik dieser Kalksteine schreibt der ausgezeichnete Forscher der geologischen Verhältnisse des Bükkgebirges, Obergeolog Dr. ZOLTÁN SCHRÉTER folgendes:¹⁾ „Einige in grossem Ganzen E—W-lich streichende Antiklinalen und Synklinalen sind in der Gegend von Hámor und Lillafüred zu beobachten. Es müssen aber grösstenteils von N gegen S gerichtete schuppenförmige Überschiebungen in grösserem Teile des Gebirges vorausgesetzt werden, deren Kalkstein und Tonschieferschichten isoklinal nach N und NNE einfallen“.

Auf Grund der häufigen Einschlüsse und der an mehreren Stellen sichtbaren Kontakte beurteilt, sind die im erwähnten Zuge vorkommenden Eruptive grösserenteils jünger, als der Unterkarbonkalkstein, während sie — einige jüngere Durchbrüche abgerechnet — überall älter sind, als der Triaskalkstein.

¹⁾ Jahresbericht d. K. Ung. Geologischen Anstalt i. 1915. p. 396.

Einige von den sauersten und basischesten Gesteinstypen der Eruptivzüge von Lillafüred habe ich bereits besprochen;²⁾ jetzt gelangen die Gebilde einer der wichtigsten Stellen des mittleren Zuges: die Gesteine des Savóstales, zur Besprechung.

Das Savóstal ist eigentlich ein kleiner, aber tiefer Graben, welcher vis-à-vis vom S—W-lichen Teil des Dolkaberges beim oberen Ende des Hámorer Sees in das Garadnatal mündet; es schneidet die Eruptivserie ganz durch, so, dass sein Verhältnis zu beiden Kalksteinarten³⁾ ziemlich sichtbar ist.

Die Lagerung, die tektonischen Verhältnisse kann man aber in diesem teilweise zusammengerutschten tiefen Graben und an diesen, in verschiedenen Graden gepressten Gesteinen nur schwer feststellen. Wenn ich aber sämtliche, verlässlich scheinende Fallen in Betracht ziehe, dann zeigt sich, dass das ursprüngliche Fallen der stark gepressten Eruptive grösstenteils eine nördliche Richtung besitzt und sehr steil, zwischen 50°—80° bei den anstehenden Teilen ist. So also, wie bei den angrenzenden Kalksteinen. Interessant für die Lagerung ist, dass das Eruptivum scheinbar auf dem Mitteltriaskalkstein liegt, während sich ober ihm Untertriaskalkstein befindet. Dieses eigentümliche Verhältnis erklären die oben zitierten Worte SCHRÉTERS sehr gut.

Wenn wir die Gebilde des Savóstales erkennen wollen, so ist es am angezeigtesten, wenn wir unsere Untersuchung bei dem sich an der westlichen Seite der Talsohle erhebenden, Szakadás benannten Waldteile beginnen. Auf der Szakadásberglehne cca 30 m über der Talsohle (ungefähr 100 m entfernt von der Mündung) finden wir an der Grenze des Untertriaskalksteins einen eigentümlichen, an manchen Stellen bunten, hie und da brecciösen Porphyroid, dessen Hauptmasse gelblichgrau ist; er enthält aber auch grünliche Schichten und sehr reichlich violette und dunkelgraue Teile. Die Textur ist ausgesprochen schieferig und die farbigen Einschlüsse sind ebenfalls zu dünnen Lamellen zusammengedrückt. Die Absonderungsflächen haben einen schwachen Seidenglanz. Das Gestein der Schichtenreihe

²⁾ Acta Chem., Mineralogica et Phys. Tomus I. p. 10—43. Szeged 1928.

³⁾ Nach den neuesten Untersuchungen von SCHRÉTER ist der Kalkstein, der das Eruptivum hier am unteren Teile des Savóstales unmittelbar überlagert, untertriadisch.

erwies sich bei den detaillierten Untersuchungen als gepresster *Porphyrtuff*, die sich darin befindlichen Breccien teilweise ebenfalls als Tuff, teilweise aber als stark gepresste, metamorphe Quarzporphyrfragmente. Was die geologische Lage betrifft, ist festgestellt, dass er unter den Untertriaskalkstein fällt, aber beim Kontakte habe ich weder bei dem einen, noch bei dem anderen eine Umänderung feststellen können.

Von hier zur Mündung des Savós hinunterschreitend, etwas südlich, an der Ostseite des Baches, an der Csavarósberglehne, finden wir wieder in grösseren Felsen die mit dem Untertriaskalkstein im Kontakt stehenden Eruptive. Dieses Eruptivum ist ein blassgelblichgrau gefärbter, schieferiger, dichter *Porphyritoid*, der sich als ein stark metamorpher, massiger *Oligoklasporphyr* erwies. Der Kalkstein wird durch eine dicke Bruchlinie vom Eruptivum getrennt und in keinem von denselben fand ich Einschlüsse vom andern.

Cca 70 m aufwärts vom Passe, ebenfalls auf der Csavarósberglehne, folgt eine noch stärker gepresste Gesteinsart, die grau mit einem geringen grünlichen Anflug gefärbt und dünn-schieferig ist. An ihren Absonderungsilächen mit schwachem Seidenglanz sind ziemlich viele, längliche Chloritpseudomorphosen sichtbar. Das Gestein konnte übrigens der Tuff eines dem vorigen ähnlichen Porphyrites: also *Oligoklasporphyrittuff* sein.

Dieser *Tuffporphyritoid* von der Csavarósberglehne, wie es an den weiter oben nur hie und da zu Tage tretenden Felsen ersichtlich ist, setzt sich aufwärts im Tale fort, auch auf der Szakadáslehne, beinahe bis zur Stelle, wo sich der untere Serpentinweg scharf nach NO wendet. Nur an einer Stelle finden wir ein abweichendes Gebilde, einen grobporphyrischen *Porphyritoid*, in dem die Feldspate zu breiten Lamellen gepresst sind. Diese kleinere Felsengruppe scheint aber eine abgerutschte Masse zu sein: Von der Krümmung des Serpentinweges angefangen, kann man den erwähnten *Tuffporphyritoid* durch den Csavarós, in der Richtung des Szárdokaberges, im Aufschlusse des Csavarósgrabens verfolgen. Auf der Berglehne verschwindet er manchmal, darin tritt er aus dem Waldboden, der auch diesen kleinen Nebengraben an mehreren Stellen bedeckt, wieder zu Tage.

Im Csavarósgraben, in der Gegend des Punktes 460, finden wir aber ohne jeden Übergang ein ganz anderes Gebilde: rotbraunen, oder dunkelviolettblauen, massigen Oligoklasporphyrit, an welchem eine kleinere Pressung nur durch detaillierte Untersuchungen nachgewiesen werden kann. Dieses Gestein tritt an der steilen Berglehne aufwärts an mehreren Stellen zu Tage, und ganz oben, wo der kleine Graben beginnt, nahe zur Grenze des Mitteltriaskalksteins, bildet es einen scharfen Rand. Ringsherum finden wir an mehreren Stellen seinen meist agglomeratischen Tuff, der ebenfalls violettbraun ist und viele Einschlüsse der erwähnten Porphyritoidarten enthält. Der genannte Oligoklasporphyrit ist von sehr abwechselnder Ausbildung, stellenweise glasig und mandelsteinig, an anderen Stellen gleichmässig dicht, aber nirgends holokristallinisch, wenigstens ursprünglich war er es nicht. Er ist kleinporphyrisch, stellenweise mit sehr viel, an manchen Stellen mit wenig Feldspateinsprenglingen. Hier und da ist er stark brecciös.

Mit diesem interessanten, jedenfalls jüngeren Oligoklasporphyrit ganz identische Gesteine kenne ich an mehreren Stellen der gepressten Eruptivzüge von Lillafüred. Der schönste Aufschluss derselben befindet sich neben der Badekolonie im Szinvatale (ober den letzten südlichen Häusern von Hámor), wo er seinen eigenen Tuff durchbricht und mit Apophysen vielfach durchzieht. Auf dem grössten Gebiet kommt er samt seinem Tuff in Örvészölgyő, im Ablakoskötale und in der Umgebung von Csurgó vor. Im Borovnyák benannten Waldteile kenne ich seine stark brecciöse, zersetzte Varietät. In neuerer Zeit brachte der Herr Oberarzt Dr. KARL MAUKS von hier den frischesten Oligoklasporphyrit des Zuges. An allen diesen Stellen tritt er als ganz separater Körper zwischen den gepressten Porphyritoiden auf, ausgenommen die Umgebung von Örvészölgyő und Gerennávár, wo ich ihn mit kaum gepressten Quarzporphyr zusammen getroffen habe. Seine interessanteste Vorkommung ist aber im Barátsággarten, NO-lich von Lillafüred, im Waldgebiete von Ómassa, wo er den Triaskalkstein gut nachweisbar durchgebrochen und metamorphosiert hat. Hier ist er überhaupt nicht gepresst. Er kommt auch noch auf dem Dolkagipfel vor.

Zurückkehrend zu dem Hauptarme des Savóstales, zur scharfen Wendung des Serpentinweges, direkt unter demselben

(etwas weiter hinauf als der Csavaróser Tuffporphyritoid) finden wir an mehreren Stellen grössere und kleinere Felsenköpfe, deren dickschieferiges, lichtgrünes Gestein sehr viele längliche Chloritpseudomorphosen und zerdrückte, kleinere Feldspätlamellen zeigt. Diesen grünen Porphyritoid, der ursprünglich ein *massiger Porphyrit* (Amphibolporphyrit? Pyroxenporphyrit?) sein konnte, charakterisiert sehr, dass er stark zusammengebrochen, geklüftet ist und Verwerfungen zeigt. Infolgedessen besitzt er in seiner ganzen Ausdehnung überall Gleitflächen und reibungsbrecciöse Linien. Die Dicke der grünen Schieferserie schätze ich samt den kleineren Auftauchungen auf höchstens 50 m.

Im Hauptarme des Tales aufwärts aber habe ich kaum ein anstehendes Gestein gefunden, nur abgestürzte Blöcke und Gebrösel, unter welchen ein bläulichgrün gefärbter, dünn-schieferiger Porphyritoid vorherrscht, der sich bei näherer Untersuchung als ein solcher gepresster Porphyrituff erwies, in welchem der Quarz eine ziemliche Rolle spielt. Nur weiter oben, cca 180 m nach der Kreuzung des Serpentinweges, kommen wieder anstehende Felsen vor, deren Gestein stark gepresster, grobporphyrischer Porphyritoid ist. Diesen charakterisiert, dass in seiner dunkel gefärbten Grundmasse sehr viele zerdrückte, meist serizitisierte grosse Feldspätlamellen vorkommen. Sowohl die Grundmasse, als auch die in einer Richtung geordneten grossen Feldspäte besitzen einen schwachen Seidenglanz. Dieser eigentümliche Porphyritoid kommt auf einem ziemlich grossen Gebiete vor und längs des Tales aufwärts ist er beinahe bis zur Grenze des Mitteltriaskalkes vorhanden. Östlich von hier, auf der Szárdokaberglehne und gegen den Szentistvánberg herrscht er überall vor, aber in grösseren anstehenden Felsen ist er sporadisch, wie auf der SW-lichen Seite des Punktes 611 m und weiter am Rande der Vertiefung an der östlichen Seite des 620 m-igen Gipfels. Östlich von hier, auf der Berglehne abwärts ist er bis zur Badekolonie überall zu finden und setzt sich auch auf der anderen Seite des Szinvatales fort, wo er auf dem Touristenweg von Fehérkőlapa sehr gut aufgeschlossen ist.

Westlich vom erwähnten Teil des Savóstales, gegen den Punkt 626 m und südwestlich von hier habe ich dieses grobpor-

phyrische Gestein, dessen Varietäten sich makroskopisch sozusagen nur in der Farbe der Grundmasse von einander unterscheiden, nur an einigen Stellen gefunden; sonst ist ihr Erscheinen überall ganz gleich.

Das Profil^{*)} des Savóstales wird von einem ganz zusammengepressten, phyllitartig erscheinenden, violettbraunen Porphyritoid geschlossen, der in der Nähe des Mitteltriaskalkes, auf einem kleineren Gebiete vorkommt. Leider konnte ich sein Verhältnis zum Triaskalkstein auf dem ganz bedeckten Gebiete nicht beobachten, aber in der Entfernung einiger Schritte habe ich im Kalkstein einen, mit diesem Porphyritoid ganz gleichen Einschluss gefunden.

Laut meiner bisherigen Erfahrungen kommt ein ähnlicher Porphyritoid in der Umgebung von Lillafüred anderswo nicht vor, im Gegensatz zu den früher erwähnten, sehr häufigen Typen.

Aus den wichtigsten Eruptivtypen des geschilderten Profils vom Savóstale stehen auch chemische Analysen zur Verfügung: Die Analyse des Porphyroids von Szakadás und des Oligoklasporphyrits von der Csavarósgrube wurde von meinem geehrten Kollegen, dem k. ung. Obergeologen: Herrn Dr. KOLOMAN EMSZT im Jahre 1924 in Budapest ausgeführt, die anderen aber hat der Herr dipl. Ing. Chem. EDMUND POLNER in dem unter meiner Leitung stehenden Universitätsinstitute von Szeged im Jahre 1928 analysiert. Besten Dank für ihre wertvolle Arbeit.

Die detaillierten Untersuchungen vollzog ich mit jener wissenschaftlichen Ausrüstung, die mir der „Ungarische Naturwissenschaftliche Landesfond“ zur Verfügung gestellt hat.

Physiographische, genetische und petrochemische Daten.

Porphyroid, Szakadásberglehne.

Dieses eigentümliche Gestein besitzt eine sich stellenweise schnell verändernde, verschiedene Farbe, es ist meistens aus violetten, blass graulichblauen, grünlichgrauen und gelblichgrauen

^{*)} Ein zusammenfassendes geologisches Profil von dieser Gegend werde ich nur später geben können.

dünnen Lamellen zusammengesetzt. Es enthält reichlich rote und gelblichbraune, gepresste und zerdrückte Quarzporphyr- und andere Einschlüsse. Es hat aber auch einschlussfreie Teile. Ausser der Schieferungsfläche besitzt es noch eine, auf diese schiefe Absonderungsrichtung, obzwar jedes Zeichen darauf hinweist, dass die Richtung der Schieferung mit der Richtung der ursprünglichen Schichtung zusammenfällt.

Das makroskopische Bild der verschieden gefärbten Schichten ist so ziemlich gleich: in ihrer dichten Grundsubstanz kann man ziemlich viel 2—4 mmige Feldspatkörner wahrnehmen. Die graulichgrün gefärbten Teile sind manchmal dem Jaspis ähnlich.

Die feinere Struktur der *Bindemasse* ist aber bei den einzelnen, verschieden gefärbten Schichten etwas verschieden. Die Bindemasse der gräulichen Teile hat sich vorherrschend zu Quarz und Feldspatflocken umkristallisiert, dessen die Grösse eines „ nur selten erreichende Körnchen in der Schieferungsebene geordnet sind. Ihre Ziehungsrichtung ist manchmal vollkommen regelmässig und dann sind sie winzigen Perlenreihen ähnlich. Der Quarz und der Feldspat kommen so ziemlich in der gleichen Menge vor. In solchen Teilen ist der Serizit nur selten von erwähnenswerter Menge vorhanden, seine Fäden und Schuppchen drücken die Schieferung besonders gut aus. Eisenerz ist wenig vorhanden; manchmal erscheint es in einzelnen Streifen. An manchen Stellen ist die Bindemasse von typischer Tuffstruktur; die mannigfaltigen Glassplitter-Fäden und-Stücke werden durch ausserordentlich feine Asche verkittet, die manchmal braun ist. Die Glasfäden sammeln sich manchmal in faserigen Bimssteinbüscheln zusammen.

Der grösste Teil des Materials der braunen und violett-braunen Schichten und Teile ist noch amorph. Die Umkristallisierung äussert sich nur in der Ausscheidung einzelner äusserst kleiner Weissglimmerlamellen und flaumenartiger Quarzkörner, die selbst kleinere Nester nur selten bilden. Einzelne stark gefärbte Teile zeigen die ursprünglich bimssteinige Struktur besonders gut. In den, infolge der Pressung langgestreckten Luftbläschen und Kanälen des Bimssteins befindet sich ein wasserklares Quarzaggregat; die Fäden selbst sind grösstenteils isotrop. Andere solche bräunliche Teile enthalten viel Eisenerz und

zwar manchmal an Ferritanhäufungen, manchmal an einzelnen gut abgesonderten, aber winzigen Magnetit- und Haematitkörnern.

Porphyrischer *Feldspat*, resp. 1—3 mmige Bruchstücke desselben kommen ziemlich häufig vor, aber er ist grösstenteils ganz zersetzt. Das Zersetzungsprodukt ist nicht überall gleich. Dies besteht an den meisten Stellen aus einem dichten Serizitaggregat, an anderen Stellen vorherrschend aus Serizit und Quarz, untergeordnet aus Albit. Sehr selten erscheint auch Epidot. Wo die Erscheinungsform noch ein wenig wahrnehmbar ist, dort scheint er überall ein Fragment zu sein. Diese Fragmente sind teils Viellinge, teils Zwillinge aus zwei Individuen, teils einfache Individuen. Aus der, aus den reichlich gesammelten Gesteinen hergestellten Dünnschliffserie konnte ich nur einige *Orthoklas*fragmente genau bestimmen; an einigen zwillingstreifigen Feldspatrelikten aber konnte ich solche Beschaffenheiten wahrnehmen, welche am ehesten auf *Andesin* deuten. *Quarz*relikte kommen selten vor, aber sie zeigen in mehreren Fällen die Eigenschaft des Porphy Quarzes.

Die minimale Quantität des *Chlorits* lässt auf wenig femisches Mineral schliessen. Hingegen kommt ziemlich viel porphyrischer *Magnetit* in idiomorphen (bis 0.4 mm), zum Teil limonitischen Kristallen vor.

Die Untersuchungsergebnisse zeigen, dass dieses Gestein ein Tuff und zwar wahrscheinlich ein Quarzporphyrtuff war. Bei der Frage der Gesteinsart sind aber die physiographischen Daten dieses stark metamorphen Porphyroids gar nicht genügend. Es ist unbedingt notwendig, sich an die Daten der chemischen Analyse zu wenden. Aus diesen geht hervor, wie wir sehen werden, dass diese Gesteinsart am nächsten zur Quarzporphyrfamilie steht, obzwar sie auch zum Quarzporphyrit eine Verwandtschaft zeigt. Auf Grund dessen lasse ich ihm den Namen Porphyroid, wie ich ihn beim ersten Begehen der Gegend nannte.⁵⁾

Zur Analyse wählte ich sorgfältig nur die Tuffteile aus, so, dass von den fremden Einschlüssen möglichst gar nichts in das zu analysierende Material gelange. Dies konnte nur im grossen

⁵⁾ Jahresbericht d. k. ung. Geolog. Anstalt für 1917. pag. 75—88. Budapest 1924. Ungarisch.

und ganzen·gelingen, weil ein Teil der Einschlüsse sehr klein ist. Dies ist aber für den Wert der Analyse nicht nachteilig, weil die Substanz des eingeschlossenen massigen Quarzporphyrs ganz so ist, wie die der Tuffeinschlüsse und des einschliessenden beschriebenen Tuffs.

Ursprüngliche Analyse	Mol. %
SiO_2 69·87	77·02
TiO_2 0·50	0·41
Al_2O_3 15·17	9·84
Fe_2O_3 3·14 }	3·58
FeO 1·07 }	
MgO 0·19	0·31
CaO 1·37	1·62
Na_2O 3·62	4·36
K_2O 3·36	2·86
H_2O 0·94	—
MnO Spur	—
P_2O_5 „	—
Summe 99·18	100·00

Bei der Berechnung der Mol. % nahm ich in Betracht, dass da wir es mit einem sauren Gestein zu tun haben, ein geringer Al_2O_3 -Überschuss ganz natürlich ist, ferner dass die Glimmerisierung nicht grossmassig ist und sich hauptsächlich nur auf die Feldspateinsprenglinge beschränkt. Deshalb gab ich zu den Alkalien nur die Hälfte des Al_2O_3 -Überschusses, im Sinne des Verfahrens OSANN's⁶⁾ in dem Verhältnis, was die Bauschanalyse gab.

In Bezug des Kieselsäuregehaltes steht das Gestein an der unteren Grenze der Quarzporphyre, aber auch unter den Quarzporphyriten finden wir solche chemische Analysen, in welchen sogar das Verhältnis der Alkalien und des CaO ähnlich ist. Dieses Verhältnis ist aus den Molekulprozenten folgendes:

$CaO : Alk$	$CaO : Al_2O_3$	$CaO : MgO$
1 : 4·4	1 : 6	5·2 : 1

Beide erste Verhältnisse nähern sich den Werten des Quarzporphyrits, das letzte aber ist ein typisches Quarzporphyrverhältnis.

⁶⁾ Der chem. Faktor etc. I. pag. 16. Heidelberg. 1919.

Osann'sche Werte:⁷⁾

	<i>s</i>	<i>A</i>	<i>C</i>	<i>F</i>	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>f</i>	<i>n</i>	Reihe	<i>Si O₂</i>
	77.43	7.22	1.62	3.89	17	4	9	6.0	β	69.87
Rhyolith . . .	80.15	7.01	1.56	2.67	19	4	7	5.7	β	72.60
Dacit . . .	73.91	6.53	3.86	5.28	12.5	7.5	10	7.1	β	66.91

Auf Grund dieser *Typenwerte* steht er näher zu den DALYschen Mittelwerten des Rhyoliths, als zu denen des Dacits. Laut dieser Typenwerte entspricht er übrigens dem 14. Typus, dessen Vertreter der Liparit von Macomer (Sardinien) ist. Unter den übrigen Typen zeigt er noch mit dem 15-ten Typus (Dacit von Black Peak) eine sehr entfernte Verwandtschaft.

	<i>s</i>	<i>A₆ C₂ F</i>	<i>k</i>
	77.43	50.45	1.53
Quarzporphyr-Familie . .	80.29	48.43	1.66
Quarzporphyrit „ . .	72.84	54.49	1.33

Auch diese *Familienwerte* zeigen gut, dass er zum Quarzporphyr viel näher steht, als zum Quarzporphyrit.

Osann'sche Parameter.⁸⁾

	<i>SAIF</i>			<i>AlCalk</i>			<i>NK</i>	<i>MC</i>	<i>Si O₂</i>
	25	3	2	15.5	3	11.5	6.0	1.6	69.87
493 Rhyolith . .	25	3	2	15	3.5	11.5	5.2	3.4	69.18
Rhyolithfamilie .	25.5	3	1.5	15.5	3	11.5	5.6	2.3	
Dacit „ . .	23.5	3.5	3	15	6	9	6.7	3.1	

Die Übereinstimmung mit der Quarzporphyr-Rhyolithfamilie ist also vollkommen, nur der geringe Wert des *MC* Verhältnisses ist der Unterschied. Ich bemerke aber, dass sehr viele, der in der Osann'schen Tabelle angeführten Quarzporphyr-Rhyolitharten einen noch geringeren *MC*-Wert besitzen, ja bei einzelnen ist sein Wert gerade 0, was bei der Dacit-Quarzporphyritfamilie in keinem Falle vorkommt.

NIGGL'sche Werte:⁹⁾

	<i>si</i>	<i>qz</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>m</i>
	341	+ 113	43.5	17.5	7	32	.40	.08	$\frac{3}{4}$
Granit, Horka	363	+ 141	43	18	8	31	.44	.38	$\frac{3}{4}$
Mt. B. Protogin M.-W.	343	+ 111	42.5	14.5	10	33	.33	.43	$\frac{1}{5}$

⁷⁾ A. OSANN: Der chemische Faktor in einer natürlichen Klassifikation der Eruptivgesteine. I—II. Heidelberg, 1919—1920.

⁸⁾ A. OSANN: Petrochemische Untersuchungen. Abh. d. Heidelb. Akad. 2. 1913.

⁹⁾ P. NIGGLI: Gesteins- und Mineralprovinzen. Bd I. Berlin 1923.

Auf Grund dieser *Molekularwerte* kann man ihn am besten in das rapakiwitische Magma einteilen, wo er mit dem Zweiglimmergranit von Horka Lausitz sehr gut übereinstimmt. Er zeigt aber auch mit dem in das yosemitische Magma gehörenden Mt Blanc Protogin Mittelwert eine Verwandtschaft, obwohl er vom Typus des yosemitischen Magmas ziemlich abweicht. Einen guten Beweis des Gesagten erhalten wir, wenn wir die Molekularwerte mit einander vergleichen (Zahlenverhältnis) und auch das Alkali-verhältnis in Betracht nehmen:

	<i>c:fm</i>	<i>c:alk</i>	<i>fm:al</i>	<i>fm:alk</i>	<i>alk:al</i>	<i>6alk:si</i>	<i>k</i>
	1:2.5	1:4.5	1:2.5	1:1.8	1:1.3	1:1.8	40
Rapakiwit. M.	1:2	1:3.5	1:2.2	1:1.8	1:1.2	1:1.9	50
Josemit. M.	1:1	1:2.3	1:3	1:1.1	1:1.4	1:1.8	45

Das geringe Abweichen vom Typus des rapakiwitischen Magmas wird von der Kleinheit des *c* und von der Grösse des *al*-Wertes verursacht. Beide können wahrscheinlich auf die Metamorphosis unseres Porphyroids zurückgeführt werden. Die Zahlenverhältnisse des yosemitischen Magmas weichen viel mehr ab, obwohl die Verwandtschaft offenkundig ist.

Amerikanische Norm.¹⁰⁾

	<i>qu</i>	<i>or</i>	<i>ab</i>	<i>an</i>	<i>hy mt</i>	<i>di mt</i> <i>ilm. hm</i>
	28	24	35	7	—	6
Rapakiwit	30	27	27	6	7	3
Josemitit	27	26	29	12	6	—

Diese Reihe der *magmatischen Mineralien* betrachtend, steht er etwas näher dem Typus des yosemitischen Magmas, als dem rapakiwitischen. Sehr charakteristisch ist der grosse *ab* Gehalt, der sich dem *ab* Werte des oligoklasitischen Magmas nähert. Das *or + ab : an* Verhältnis betrachtend, steht es an der Grenze der alkalischen Magmen.

Wenn wir also die physiographischen und petrochemischen Eigenschaften berücksichtigen, so steht fest, dass dieser Porphyroid sogar in diesem höchgradig metamorphen Zustand viel besser in die Serie der Porphyre

¹⁰⁾ Cross-Iddings-Pireson-Washington: Quant. Classification of igneous rocks. Chicago 1903 und H. St. WASHINGTON: Chemical Analyses of igneous Rocks. Washington 1917.

als in die der Porphyrite passt. Die verhältnismässig kleinere Menge der Kieselsäure, die auf Dacit erinnert, wird durch das an der Bildung der ursprünglichen Feldspate teilnehmende *Verhältnis des $(KNa)_2O$ zum CaO , was ein typisches Rhyolithverhältnis ist, ganz gut ausgeglichen. Aus der petrochemischen Vergleichung kann man auch das lesen, dass zur Ergänzung der weggeführten Alkalien (und eventuell des CaO) die Einrechnung der Hälfte des Al_2O_3 Überschusses nicht vollständig genügt. Dadurch wird aber das allgemeine Bild nicht gestört. Eine viel grössere Störung würde verursachen, wenn wir den ganzen Al_2O_3 -Überschuss zur Ergänzung benützen würden.

Porphyritoid, Csavarósberglehne.

Dieser, am untersten Teile des Savós vorherrschende Typus ist ein blass gelblichgraues, schieferiges Gestein, welches aber in seiner Schieferungsrichtung nicht leicht von einander getrennt werden kann. In seiner ganz dichten Grundmasse befindet sich ziemlich viel 1—3 mm-iger Feldspat, dessen Konturen aber etwas verwaschen sind, zum Teil deshalb, weil ihre Farbe mit der Farbe der Grundmasse übereinstimmt. Hie und da sind auch Limonitnester sichtbar.

Die Metamorphose ist hochgradig, aber trotzdem ist die ursprüngliche Textur gut sichtbar: ein gleichmässig zusammengesetztes, gut porphyrisches Eruptivgestein steht vor uns, mit einer sehr dichten Grundmasse.

Die *Grundmasse* trägt starke Spuren der Pressung. Er besteht vorherrschend aus neugebildetem Feldspat, dessen unregelmässig geformte, aber nahe isometrische Körnchen, die (— was aus Querdünnschliffen ersichtlich ist —) sich in einzelne Reihen ordneten, ziemlich gleichmässig 5—10 μ gross sind; grössere kommen sehr selten vor. Sie zeigen eine Lichtbrechung, die in jeder Richtung schwächer ist, als die des Kanadabalsams, oder die sich derselben nur sehr selten nähert. Die mit der Grundmasse vollzogenen qualitativen chemischen Experimente lassen auf einen an *Na sehr reichen Feldspat* schliessen. Spärlich kommen auch hie und da ähnlich winzige, wasserhelle *Quarkörnchen* vor. Nach dem Feldspat folgt quantitativ das Eisenerz:

limonitischer *Magnetit*, dessen scharfe Kriställchen eine ähnliche Grösse besitzen und sehr gleichmässig verteilt sind.

In bedeutend geringerer Menge ist der *Serizit* vorhanden, dessen feine Lamellen (um 20μ) in der Schieferungsebene geordnet sind. Sie sind hier und da versammelt und bilden ein wahrhaftiges Gewebe. Sehr gleichmässig verteilt, aber in sehr geringer Menge kommt der *Epidot* in unregelmässigen und unreinen winzigen Körnchen und in deren Aggregaten vor.

Die ursprünglichen Einsprenglinge: der Feldspat und der Magnetit sind sehr umgewandelt. Aus dem *Feldspat* ist *Serizit*, *Albit*, *Quarz* und sehr wenig *Epidot* ausgeschieden, aber in deren Aggregaten finden wir immer geringe Relikte, von denen einzelne in seltenen Fällen auch näher bestimmbar sind. Überall erwiesen sie sich als aus der *Oligoklas*-Reihe stammend. Der *Serizit* erscheint entweder in einzelnen separaten Lamellen oder Aggregaten, der *Albit* in besonderen Nestern, binnen der Pseudomorphose. Der *Albit* ist manchmal mit dem ursprünglichen Feldspat sehr innig verweben, von dem man ihn wegen seiner Frische sehr leicht unterscheiden kann.

Die sich bis zu 0.4 mm erhebenden idiomorphen Kristalle des *Magnetits* zersetzten sich teilweise zu *Haematit* und *Limonit*, wobei sie ihre Gestalt vollkommen behielten. Das ursprüngliche *femische Mineral* ist vollständig umgewandelt und seine Substanz verteilte sich in den Gesteinen. Auf ihr ursprüngliches Vorhandensein können wir nur von den spärlich vorkommenden ganz formlosen, chloritisch-limonitisch-epidotischen Häufchen schliessen.

Wenn man sämtliche noch observierbare Daten in Betracht nimmt, kann man für höchstwahrscheinlich halten, dass dieser Porphyritoid ursprünglich ein Massengestein gewesen ist, dessen ursprüngliche Textur noch immer, trotz seiner starken Gepresstheit zu Erkennen ist. Auf Tuffabstammung weist keine einzige Spur.

In dem zur Analyse ausgewählten Teil waren die ursprünglichen Feldspate teils ziemlich gut bestimmbar; die Serizitisierung der Grundmasse ist in keinem so vorgeschrittenen

Stadium, als wenn wir die ganze Vorkommung in Betracht nehmen würden. Das analysierte Exemplar war also frischer, als der beschriebene Durchschnitt.

Ursprüngliche Analyse		Mol. %
SiO_2	62.61	70.52
TiO_2	0.39	0.33
Al_2O_3	18.44	12.20
Fe_2O_3	1.61	2.73
FeO	1.46	
MgO	1.26	2.12
CaO	2.13	2.57
Na_2O	7.48	8.14
K_2O	1.94	1.39
+ H_2O	2.30	—
— H_2O	0.45	—
Summe		100.07

Ein typisches neutrales Gestein, dessen wichtige charakteristische Eigenschaft der grosse Alkali- und zwar Na_2O -Gehalt ist. Auf Grund der Mol. % der Alkalien kann die Verwandtschaft mit den Oligoklasgesteinen sofort festgestellt werden:

(MgFe) O:

	Bas: SiO_2	$CaO + Alk$	$CaO : Alk$	$CaO Na_2O$	$Alk : Al_2O_3$
Oligoklasporphyrit,	1:2.4	1:2.5	1:3.7	1:3.1	1:1.3
Torockó	1:2.2	1.2.4	1:3.3	1:3.1	1:1.3

Auf Grund dieser Werte steht er dem Oligoklasporphyritypus von Torockó (Mittelwert 3 Analysen) ganz nahe, fällt aber sehr fern von jeder anderen Gesteinsart, sogar auch von der „Keratophyr“ getauften Gesteinsgruppe.

Werte nach A. OSANN:

	s	A	C	F	a	c	f	n	Reihe
Olig. porph. Torockó	70.85	9.53	2.57	4.85	16.5	4.5	9	8.5	a
Oligoklasit	69.12	9.66	2.87	5.07	16.5	5	8.5	9.4	a
„	68.42	9.23	3.47	5.68	15	5.5	9.5	8.9	a
„ Presten	71.82	7.93	4.56	3.19	15	9	6	8.2	a

Auch auf Grund dieser Typenwerte passt er ganz genau zwischen die Oligoklasgesteine und stimmt mit dem Prestener Gestein auch ziemlich gut überein, obzwar hier in den C und F-Werten eine kleine Verschiebung vorhanden ist. Er stimmt in der Osann'schen Tabelle am besten mit dem 59. Typus, Trachyt.

von Cuglieri Sardinien überein, doch hierher kann man ihn wegen der grossen Abweichung des n Wertes nicht einreihen. Interessant ist das Verhältnis der feldspatbildenden Kerne zur sämtlichen Kieselsäuremenge:

	$6A:s$	$6A+2C:s$
	1:1·2	1:1·1
Olig. p. Torockó . .	1:1·2	1:1·1
Oligoklasit „ . .	1:1·2	1:1·1

Die Übereinstimmung ist auch hier vollkommen.

	s	$A_6 C_2 F$	k
	70·85	67·17	1·05
Olig. p. Torockó	69·12	68·77	1·00
Oligoklasit „	68·42	68·00	1·01
Plagiaplit I.	67·63	62·76	1·02

Im Gesteinsystem OSANNS könnte er in der Effusivgruppe am besten in die Porphyrfamilie eingereiht werden, aber wegen den Alkalikoeffizient kann man ihn in diese nicht einteilen. Wir fühlen beständig die Notwendigkeit, für diese, vorherrschend aus Oligoklas bestehenden Effusive eine separate Familie aufzustellen, wie eine solche für die Tiefen- (Oligoklasit) und Gang-Arten (Plagiaplit) derselben Gesteine in den chemischen Systemen auch bereits aufgestellt wurde. Dies sind typische, neutrale Plagioklasgesteine, die in der Porphyrfamilie gar nicht am Platze sind. Sie stehen übrigens ganz nahe zur Biotitamphibolporphyritandesitfamilie.

	$SAIF$			$AlCalk$			NK	MC
	23·5	4	2·5	15	3	12	8·5	4·5
Oligoklasporph., Torockó	23	4·5	2·5	15·5	3·5	11	9·4	1·6
Oligoklasaplit, Szarvaskő	23·5	4	2·5	13·5	6·5	10	9·7	0·7
Oligoklasit, Presten	23·5	4	2·5	15	5·5	9·5	8·2	1·6

Bei diesen *Parametern* besteht nur im MC -Werte ein kleiner Unterschied, sonst kann die Verwandtschaft für vollkommen angenommen werden.

Werte nach P. NIGGLI.

	si	qz	al	fm	c	alk	k	mg	m
	242	+ 13	42	16·5	9	32·5	·17	·43	4
Olig. porph., Torockó	224	\pm	43	16·5	9·5	31	·06	·09	4
Oligoklasit, „	218	+ 2	42	18	11	29	·10	·25	4
17. Protogin, Cevins	300	+ 70	41·5	15	11	32·5	·28	·29	5

Auf Grund der *Molekularwerte* können wir den Csavaroser Porphyrilitoid am ehesten in das trondhjemitische Magma einreihen, wo er mit den Werten des 17. Protogin von Cevins Frankreich ziemlich übereinstimmt. Wir finden in diesem Magma auch andere verwandte Albitgesteine. Es besteht aber ein grosser Unterschied in den *s* und *qz* Werten. Auch in den Gesteinen des granosyenitischen Magmas finden wir Glieder mit sehr ähnlichen Werten, doch die Einreihung hieher wird vom *k* Werte verhindert. Auch dies beweist die Notwendigkeit, einen selbständigen Magmatypus für diese Gesteine aufzustellen. In diesen Magmatypus könnte man als Quarz-enthaltendes Randfazies auch den jetzt im plagioklasgranitischen Magma stehenden Prestener Oligoklasit einreihen, der unter den Graniten gar nicht am rechten Platze ist. Die Zahlen der Oligoklasgesteine des Torockóer Gebirges stimmen aber in jeder Hinsicht mit den Zahlen des Porphyrilitoids überein, obzwar zwischen ihrer Bildungszeit ein grosser Unterschied besteht.

Den speziellen Charakter dieser Gesteine können wir dann sehr gut wahrnehmen, wenn wir die NIGGLI'schen Zahlen mit einander vergleichen:

	<i>c:fm</i>	<i>c:alk</i>	<i>c:al</i>	<i>fm:al</i>	<i>alk:al</i>	<i>6alk:si</i>
	1:1.8	1:3.6	1:4.6	1:2.5	1:1.2	1:1.2
Trondhjemit . .	1:1	1:3	1:3.8	1:3.5	1:1.2	1:1.7
Granosyenit . .	1:1.7	1:3.3	1:4	1:2.3	1:1.2	1:1.3
Olig. p. Torockó	1:1.7	1:3.3	1:4.5	1:2.6	1:1.3	1:1.2

Es ist offenkundig, dass, obzwar in einer gewissen Richtung zweifellos eine Verwandschaft sowohl mit dem trondhjemitischen, als auch mit dem granosyenitischen Magma besteht, gehört er doch unbedingt viel eher in die Magmagruppe der Torockóer Oligoklasgesteine.

Amerikanische Norm:

	<i>qu</i>	<i>or</i>	<i>ab</i>	<i>an</i>	<i>hy</i> <i>ilm</i>	<i>mt</i> <i>di mt</i>
	5	12	64	11	8	—
Oligoklasit, Torockó	4	8	66	15	—	7
„ Presten	12	11	52	18	7	—
Trondhjemit . . .	23	15	49	7	3	3
Granosyenit . . .	8	33	40	8	8	3

Diese *ideale mineralische Zusammensetzung* zeigt gut den Unterschied gegen jene NIGGLI'schen Magmen, die mit dem Ge-

stein der Csavarósberglehne am nächsten verwandt sind. Den Trondhjemit unterscheidet der grosse Quarzgehalt, den Granosyenit der grosse Orthoklasgehalt von unserem Porphyritoid, der in der Mitte zwischen dem Torockóer und dem Prestener Oligoklasit steht.

Im *amerikanischen System* steht jener Subrang noch unbenannt (persalan-perfelic-domalkalic-persodic), wohin der Csavaróser Porphyritoid gehört. Ebenfalls hierher gehört auch der Oligoklasporphyrit von Torockó, welchen WASHINGTON in das System bereits aufgenommen hat.¹¹⁾

Aus allen diesen physiographischen und petrochemischen Daten geht klar hervor, dass der Csavaróser Porphyritoid ursprünglich ein Oligoklasporphyrit gewesen ist, der in die Gruppe der Oligoklasgesteine auch sehr gut hineinpasst.

Tuffporphyritoid, Csavarósberglehne.

Die aus der Schieferserie des erwähnten Tuffporphyritoid-Gebietes vom unteren Savóstale ausgewählten frischesten Gesteine sind blassgrau und blass grünlichgrau, dünnstieferig, an manchen Stellen sogar blätterig. Auf ihren schwach seidenglänzenden Absonderungsflächen sind ziemlich viel 1—2 mm-ige graulichweisse Feldspatkörner und sich bis 6 mm erhebende längliche Chloritsäulchen sichtbar; das Erscheinen dieser Letzteren erinnert an den Amphibol. An manchen Stellen ist eine transversale Schieferung wahrnehmbar.

Die Umwandlung ist sehr gross. Die Einsprenglinge sind besonders stark, mancherorts ganz umgewandelt. In der *Grundmasse* kann man trotz der Umwandlung eine faserige, hie und da eine bimssteinige Struktur wahrnehmen, welche Struktur mit der Streckungsrichtung nicht übereinstimmt, obzwar sie mit derselben nur einen kleingradigen Winkel einschliesst. Die Richtung der Streckung wird von den Umkristallisationsprodukten sehr gut gezeigt, unter welchen der *Feldspat* überwiegend vorherrscht; *Serizit* ist in sehr geringer Menge vorhanden. Der

¹¹⁾ WASHINGTON, H. St. : Chemical Analyses of igneous rocks. Prof. Paper 99. pag. 301. Wash. 1917.

Quarz zeigt sich auch nur sehr spärlich in einzelnen winzigen Körnchen. Die Grösse dieser Neubildungen beträgt höchstens einige μ , meist sind sie nur mit $\mu\mu$ messbar. Der *Feldspat* ist in jeder Richtung schwächer lichtbrechend als der Kanadabal-sam, also jedenfalls ein sauerer Feldspat, vielleicht *Albit*, aber so winzig, dass man dies höchstens folgern kann. Wenig, aber ziemlich häufig ist der *Epidot*, und zwar in zweierlei Erscheinungen, nämlich teilweise bildet er sehr kleine, xenomorphe, aber reine Kriställchen, die gleichmässig verteilt sind, teilweise aber bildet er in Gemeinschaft mit limonitischem Ton und *Titanit* unreine Haufen, die sich in einer gewissen, mit der Schieferung nicht übereinstimmenden Richtung reihen, oder sich in einzelnen dünneren Streifen vereinigen. Es ist möglich, dass die gleichmässig verteilten Körner aus den Feldspaten der ursprünglichen Grundmasse entstanden sind; die Streifen aber sind für das Gestein fremd. Es ist verhältnismässig ziemlich viel *Haematit* und *Limonit* vorhanden, in winzigen, aber scharf idiomorphen Magnetitkristallformen. In den epidotischen Nestern kommt auch *Chlorit* vor.

Der porphyrische *Feldspat* ist so umgewandelt, dass wir kaum zur Bestimmung genügend frische Teile finden, die sämtlich auf Plagioklas um Oligoklas und Andesinoligóklas zeugen. Die ursprüngliche Gestalt aber, die überall typischen Trümmerformen entspricht, ist auch dann noch ganz gut verblieben, als der Feldspat schon gänzlich umgewandelt war. Die Umwandlungsprodukte sind in jeder Pseudomorphose dieselben, aber ihr Quantitätsverhältnis zu einander ist abwechselnd; der *Albit* und der *Serizit* herrschen aber immer vor, neben ihnen erscheint der *Epidot* und der *Zoisit*. Für die sehr verschiedene Verteilung des Epidots ist es charakteristisch, dass z. B. in der einen Hälfte einer Pseudomorphose, die ein Zwilling aus zwei Individuen war, kaum hie und da ein Epidotkorn vorkommt, während in der anderen Hälfte viele und grosse Körner vorhanden sind. Erwähnenswert ist auch, dass die Albitkristalle in einzelnen Pseudomorphosen sich so geordnet haben, dass die Orientation der unzähligen kleinen Körner so ziemlich gleich ist und zwischen ihrer Auslöschungsschiefe eine Differenz von nur einigen Graden besteht. Dies hat dann in den Pseudomorphosen der Feldspatzwillinge zur Folge, dass wir das ursprüngliche Zwillingsspaar auch

auf Grund der sekundären Auslöschungsschiefe von einander unterscheiden können. In einzelnen Pseudomorphosen, besonders in an Serizit reichen Arten erscheint auch der Quarz. Der Quarz kommt zwar in diesen Gesteinen auch anderwärts vor, aber unter solchen Umständen und in solcher Erscheinung, dass wir ihn unbedingt fremden Ursprungs halten müssen.

Die Form des ursprünglichen femischen Minerals verblieb um vieles weniger, als die der Feldspatfragmente. Das einzige, was man erkennen kann, ist die bald längliche bald kurze Prismenform, die in einzelnen Fällen von einem dünnen Eisenerzrahmen begrenzt ist. Wir werden also teils an die Gestalt des *Amphibols*, teils aber auf dieselbe eines anderen femischen Minerals (Augits?) erinnert. Die ausfüllende Substanz ist hauptsächlich Chlorit: *Pennin* und *Klinochlor*; ein wenig *Limonit*, minimal *Epidot*. In den vorherrschenden kurzprismatischen Pseudomorphosen spielt auch der Calcit eine Rolle. Bei der Limonitisierung des porphyrischen *Magnetits* (bis 0.5 mm) scheidete sich auch ein wenig *Titanit* aus. Zu erwähnen ist noch ein wenig *Apatit* und einige *Zirkonkörner*.

Das analysierte Gestein habe ich am unteren Teile der Csavárósbérglehmé gesammelt; es war das frischeste unter den gesammelten sämtlichen Exemplaren.

Urspr. Analyse		Mol. %
SiO_2	61.74	69.34
TiO_2	0.56	0.47
Al_2O_3	15.26	10.08
Fe_2O_3	3.47	8.87
FeO	6.36	
MgO	0.69	1.16
CaO	2.32	2.79
Na_2O	5.49	6.37
K_2O	1.21	0.92
+ H_2O	2.47	—
— H_2O	0.29	—
Summe		99.86
		100.00

Es ist unzweifelhaft, dass er dem vorigen Porphyritoid sehr ähnlich ist, er steht aber auch den normalen Oligoklasgesteinen nahe, obzwar in mancher Hinsicht der Charakter nicht so sehr ausgeprägt ist. Dies erweist sich auch aus der Vergleichung der Molekularprozente:

	<i>Bas</i> : SiO_2	<i>CaO</i> : <i>Alk</i>	<i>CaO</i> : Na_2O	K_2O : Na_2O	<i>Alk</i> : Al_2O_3
	1:2·3	1:2·6	1:2·2	1:6·9	1:1·4
Oligoklasit, Torockó	1:2·16	1:2·6	1:2·3	1:8·5	1:1·4

Das $(FeMg)O : CaO + Alk$ Verhältnis weicht aber von dem der bisher gesehenen Oligoklasgesteine ganz ab, es ist dem Wertverhältnis gewisser Andesite sehr ähnlich. Das Abnehmen des Na_2O kann man genau wahrnehmen. Der Gehalt an Wassermolekül ist gross genug und der Al_2O_3 -Überschuss beträgt doch nur 0·45%. Obzwar ich diesen Überschuss nach der von OSANN empfohlenen Methode zu den Alkalien hinzugab, denke ich doch, dass ein Teil des *CaO* eventuell an das bereits gänzlich umgewandelte femische Mineral gebunden war: es war also kein feldspatbildendes Element. Ich halte also den Al_2O_3 -Überschuss für grösser, als wiewiel man nachweisen kann, also bedeutend mehr Alkalien wurden aus dem Gestein weggeführt, als die Menge des hinzugegeben Al_2O_3 .

Werte nach A. OSANN:

<i>s</i>	<i>A</i>	<i>C</i>	<i>F</i>	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>f</i>	<i>n</i>	Reihe
69·81	7·29	2·79	10·03	11	4	15	8·7	<i>a</i>

Auch diesen Tuffporphyritoid kann man in das OSANN'sche System nicht einreihen, weil er nach seiner Typenformel am nächsten zum 16. Typ. Olivinliparit von Ranomainty Madagaskar steht, doch der grosse *s* und der kleine *n* Wert desselben lässt die Hierhereinreihung nicht zu. Diese Typenformel steht auch dem 55. Typ. Vulsinit von Arsostrom ziemlich nahe, nur ist dies ein Kaligestein. Von den normalen Oligoklasgesteinen unterscheidet er sich nur im grossen Werte des *F*. Oligoklasgesteine ganz derselben chemischen Struktur aus dem Savóstele werden wir später sehen.

	<i>s</i>	$A_6 C_2 F$	<i>k</i>
	69·81	59·35	1·17
Biotitamphibolporphyrit Fam.	69·23	57·11	1·21
Olig. porph., Torockó	69·12	68·77	1·00
Olig. aplit, Szarvaskő	70·73	64·63	1·09
" " Torockó	72·40	61·08	1·18

Er passt also ganz gut in die saurere Porphyrit-Andesitfamilie. Von den normalen Oligoklasgesteinen unterscheidet er sich dadurch, dass er trotz dem niedrigen Wert von *s* einen hö-

heren Wert von Kieselsäurekoeffizient hat, was wahrscheinlich mit der Wegführung der Alkalien in Verbindung steht. Hier ist das Verhältnis zwischen sämtlicher Kieselsäuremenge und den höchst silifizierten Molekülen folgendes:

	$6A:s$	$6A+2C:s$
	1:1·6	1:1·4
Oligoklasaplit, Torockó	1:1·4	1:1·38
Csavaróser Porphyritoid, Torockóer Oligoklasporphyrit und Oligoklasit	1:1·2	1:1·1

Der Unterschied ist also ziemlich gross, was bei so stark metamorphen und ursprünglich vielleicht gemischtem Tuff ganz natürlich sein kann.

	S	Al	F	Al	C	Alk	NK	MC	SiO_2
	22·5	3·5	4	15	4	11	8·7	2·9	61·74
635. Porphyrit, T. P.	22·5	3·5	4	14	6	10	6·5	3·8	61·08
Oligoklasit, Torockó	22·5	4·5	3	15·5	4	10·5	8·9	2·9	60·73

Mit den Oligoklasgesteinen stimmt er, die $AlCalk$ und NK Parameter betreffend, welche bei diesen die wichtigsten sind, ganz gut überein, während er von dem 635. Porphyrit von Three Peaks Montana, dem er im OSANN'schen System am nächsten steht, sich eben in diesen Parametern unterscheidet. Von anderen Gesteinsfamilien steht er noch zum Granodiorit und zum Biotitamphibolporphyrit am nächsten, aber auch von diesen unterscheidet er sich grundlegend eben in den $AlCalk$ und NK Parametern.

Werte nach P. NIGGLI:

	si	qz	al	fm	c	alk	k	mg	m
	230	+34	33·5	33	9·5	24	·12	·11	3
4. Andesit, Yellowst.	252	+44	34	29	10	27	·25	·58	3

Auf Grund dieser *Molekularwerte* steht er am nächsten zum in das natronsyenitische Magma gehörenden 4. Biotamphibolandesit von Sepulchre Mt. Yellowstone, das Alkaliverhältnis, besonders das mg -Verhältnis ist aber sehr verschieden. Die Verwandtschaft zu den Oligoklasgesteinen ist, den k Wert ausgenommen, nicht sehr stark und zwar infolge der grossen Quantität der Eisenoxyde, was schon den Charakter eines anders zusammengesetzten Porphyrits bildet.

Der Oligoklasgesteinscharakter tritt aber dann zu Tage,

wenn wir die Molekularwerte mit einander in ein Verhältnis bringen:

	<i>c : alk</i>	<i>c : al</i>	<i>alk : al</i>	<i>k</i>
	1 : 2.5	1 : 3.6	1 : 1.4	12
Oligoklasit, Torockó	1 : 2.7	1 : 3.7	1 : 1.4	10
Trondhjemittypus	1 : 3	1 : 3.8	1 : 1.2	23

Auf Grund dieser Verhältnisse steht der Csavaróser Tuffporphyritoid dem Oligoklasit näher, als dem Trondhjemit, er unterscheidet sich aber in Bezug auf die *fm*-Verhältnisse von allen beiden.

Amerikanische Norm:

	<i>qu</i>	<i>or</i>	<i>ab</i>	<i>an</i>	<i>hymt</i> <i>ilm</i>	<i>di</i>
	13	8	51	12	16	—
Oligoklasit, Presten . . .	12	11	52	18	7	—
Quarzdiorit	14	10	37	15	15	9

Auf Grund dieser Serie der *magmatischen Mineralien* steht er also zu dem Prestener Oligoklasit näher, als zum Quarzdiorit. Im amerikanischen System gehört er in den von WASHINGTON im Jahre 1917 aufgestellten Grenados Subrang (dessen Typus ist der Andesit von Grenada), obgleich er sich sehr zum in den Ordo 4. Rang 2. gehörenden persodischen, noch nicht benannten Subrang neigt, in welchen WASHINGTON auch den Plagioplit von Koswinsky Kamen reihte. Dies ist auch natürlich, denn der Oligoklasgesteinscharakter ist infolge des *an : ab* = 1 : 4.3 Verhältnisses offenkundig.

Sämtliche Daten in Betracht nehmend, können wir als ursprüngliches Gestein dieses Porphyritoids den Oligoklasporphyrit tuff annehmen. Es ist wahrscheinlich, dass dieser Tuff nicht ganz rein war, sondern aus den Karbonschichten auch ein wenig Sediment eingeschlossen hat; ausser der Metamorphose verursacht dies die kleinere Abweichung von den normalen Oligoklasgesteinen. Der Oligoklasgesteinscharakter ist aber in jeder wichtigeren Beziehung auffallend.

Oligoklasporphyrit, Csavarósgaben.

Dieses, den Porphyritoid durchbrechende, nur wenig gepresste Gestein ist dunkel violettbraun, an anderen Stellen rot-

braun gefärbt. Seine Ausbildung ist nach den Vorkommensstellen verschieden. Im mittleren Teile des Vorkommens, beim Beginne und bei der Wendung des Csavarósgrabens, unter der Strasse von Szárdoka ist er dicht, kleinsporphyrisch, mit 1—3 mm-igen weissen Feldspaten und gut ausnehmbarer fluidaler Struktur. Sonst ist er überall mehr-minder brecciös, manchmal in einem so grossen Masse, dass man ihn draussen in der Natur von seinen sehr ähnlich aussehenden agglomeratischen Tuff kaum unterscheiden kann, bei welchem aber die Kittsubstanz der Agglomerate keine Lava, sondern eine Tuffsubstanz ist.

Bei der näheren, mikroskopischen Untersuchung ergab sich, dass nicht nur die Substanz der dichten Varietäten, sondern auch die cämentierende Lavamasse der Eruptivbreccien eine fluidale Struktur besitzt.

Ihre *Grundmasse* ist sehr reich an Glasbasis, oder ganz hyalinisch. Die parallel gelagerten sehr dünnen Glasstreifen und Flasern sind von der ziemlich grossen Menge des Eisenerzes verschieden gefärbt und können deshalb gut von einander unterschieden werden. Auf ihrem Wege weichen sie den Einsprenglingen aus, sie entzweien sich, aber nach dem sie diese verlassen haben, vereinigen sie sich wieder zu Büscheln. Sie sind im allgemeinen sehr mannigfach. Hie und da, hauptsächlich quer zur Strömung, ist die Lagerung der Glaspartikel eine solche, als ob sie in einander geknetet wären und sie weisen schnelle Biegungen und Knickungen auf, hier ist also die durchflochtene Struktur ziemlich ausgesprochen.

Die Umkristallisation ist im ganzen Vorkommen nicht stark; in den brecciösen Varietäten ist sie verhältnismässig etwas grösser. Umkristallisationsprodukte sind die winzigen *Quarz-Feldspat-Flaumen*, sodann separierte Eisenerzkörnchen. Alle diese — insofern mehrere von ihnen beisammen sind — sind gewöhnlich in einer Richtung gelagert, weil sie gut wahrnehmbar aus einzelnen Glasfasern ausgeschieden sind, während unter ihnen andere Streifen ganz amorph verblieben. Ganz besonders lange Reihen bilden die Eisenerzkörnchen. Kristallite sind auch in grosser Anzahl vorhanden, am häufigsten Globulite, aber es kommen auch Longulite, ja sogar auch unvollkommen ausgebildete trichitartige Gebilde vor.

In den untersuchten Gesteinen habe ich schon ausser dem Feldspate und dem Magnetit nur spärlich Spuren von anderen porphyrischen Mineralien gefunden. Der Chlorit ist im Allgemeinen minimal.

Die Kristallform des porphyrischen *Plagioklas* ist noch schlechter, als sie bei glasigen Gesteinen solch fluidaler Struktur zu sein pflegt. Die Körnchen sind ausnahmslos undulös auslöschend, ja, sie sind sogar in Stücke zerbrochen, und zwar so, dass sie mit der umgebenden Grundmasse zusammen verrutscht, und längs der einzelnen Risse, senkrecht zur Streckungsrichtung verworfen sind; diese Risse sind mit Quarz, Limonit, oder Calcit ausgefüllt. Längs dieser Risse sind die gewiss zusammengehörenden Kristallteile manchmal mehrere mm weit von einander verschoben. Sie sind sehr selten Zwillinge, falls sie aber solche sind, so sind sie meist Karlsbader-, und aus wenigen (manchmal nur aus zwei) Individuen bestehende Albitzwillinge. Sie sind im allgemeinen stark umgewandelt, meist serizitisch, aber hie und da kann man auch minimale Albit, Epidot und Quarzausscheidung wahrnehmen. In einzelnen Fällen, und zwar meist in den brecciösen Varietäten sind sie ganz zersetzt. Die bestimmbar frischen Plagioklase sind hauptsächlich *Oligoklas-* und *Oligoklasandesinarten* (Ab_{76} bis Ab_{63}), aber ich habe auch *Albitoligoklas* und auch *Andesin* gefunden.

Porphyrischer *Magnetit* ist wenig, aber in genügend grossen (bis 0.8 mm) Kristallen vorhanden, deren Umrisslinien aber niemals scharf sind und die sich häufig in aus kleinen Ferritkörnchen bestehende Aggregate eingeschlossen befinden. Der eingeschlossene grosse Kristall ist manchmal auch in mehrere Teile zerbrochen und zwischen den einzelnen Bruchstücken befindet sich eine ausserordentlich feine Quarzhaut. Mit dem Magnetit kommt auch *Apatit*, *Zirkon* und *Rutil* vor.

In einzelnen dichten Gesteinen der Felsmasse unter der Szárdokaer Strasse habe ich solche Pseudomorphosen gefunden, die in allen Schnitten isometrisch polyëdrische Kristalle darstellen. Von aussen umgibt sie ein dickerer oder dünnerer Eisenerzrahmen, aus welchem sich einzelne Haematitlamellen und Fäden einwärts ziehen. Diese Fäden und Lamellen hängen zuerst mit einander zusammen, später aber teilen sie sich und

jeder endet im Inneren der Pseudomorphose in einer Spitze. Der inneren Teil bildet ein aus sehr feinen Schuppchen bestehender farbloser Glimmer und minimaler Chlorit, in dessen dichten Haufen auch einzelne dünne Haematitlamellen vorkommen. Der Haematit ist etwas pleochroitisch. Das Eisenerznetz nimmt in einzelnen seltenen Fällen auch das Innere der Pseudomorphose ein. Auf Grund des Gesagten, halte ich mit einigem Vorbehalt das ursprüngliche Mineral für *Biotit*, dessen Umwandlung wahrscheinlich mit der Entblässung eingeleitet wurde.

In den brecciösen Gesteinen desselben Felsenkammes, habe ich spärlich auch solche Pseudomorphosen gefunden, die ganz bestimmt auf *Amphibol* deuten. Dies sind von Eisenerz umrahmte Chloritanhäufungen, mit ziemlich erhaltener, länglicher Kristallgestalt.

Die *fremden Einschlüsse* sind sehr mannigfaltig. Einen grossen Teil derselben halte ich, da ich die Gesteine der Gegend kenne, für Porphyritoide, ein anderer Teil der Einschlüsse aber befindet sich im Erhaltungszustand als das Einschlussgestein. Unter diesen kommt am häufigsten eine stark *schlackige Lava*-art vor, deren Blasenräume mit Quarz ausgefüllt sind. Es befinden sich darin *Oligoklasporphyr* mit holokristallinischer Grundmasse, dann *Mikrogranitporphyr* mit porphyrischen Feldspaten ebenfalls aus der Oligoklasreihe, etc. Ausser den eruptiven Einschlüssen ist der gänzlich umkristallisierte *Quarzsandstein* der häufigste, und in den Felsen der Szárdokaer Strasse finden wir ganz kristallinische Kalksteinstückchen, die sehr viel Graphit enthalten. Es ist interessant, dass sich auf der Oberfläche, in unmittelbarer Nähe weisser Mitteltriaskalk befindet, dunkel gefärbter, graphitischer Kalkstein aber kommt nur in beträchtlicher Entfernung vor.

Wenn wir jetzt die Umwandlungsformen und Arten, denen diese Gesteine ausgesetzt waren, erwägen, so sehen wir ein, dass man diese nicht auf eine einzige Ursache zurückführen kann. Die mechanischen Deformationen muss man, was auch aus der Beschreibung ersichtlich ist, teils der Protoklasis, teilweise aber der Katakklasis zuschreiben, ein grosser Teil der chemischen Umwandlung aber kann mit Bestimmtheit auf dynamische Einwirkungen zurückgeführt werden.

Zum Zweck der Analyse habe ich aus dem mittleren Teile des Csavarósgrabens ein sehr frisches und einschlussfreies Stück gewählt. Die mineralische Zusammensetzung dieses Stückes ist folgende: in der etwas umkristallisierten glasigen Grundmasse befindet sich porphyrischer Oligoklas und Oligoklasandesin, ein wenig Chlorit, dann Magnetit, Haematit, Apatit, Zirkon, Rutil und Titanit.

Urspr. Analyse	Mol. %
SiO_2 62.52	70.14
TiO_2 0.62	0.51
Al_2O_3 18.00	11.88
Fe_2O_3 3.90	3.94
FeO 0.68	
MgO 0.09	0.15
CaO 4.01	4.82
Na_2O 6.64	7.21
K_2O 1.89	1.35
+ H_2O 0.93	—
— H_2O 0.36	—
MnO Spur	—
P_2O_5 Spur	—
Summe 99.64	100.00

Ein gut typisches Oligoklasgestein. Auffallend darin ist die geringe MgO -Quantität, was man auf den minimalen Chloritgehalt des Gesteins zurückführen kann. CaO ist aber in verhältnismässig beträchtlicher Menge vorhanden, was auch bei der Vergleichung der Molekülprocente gut zum Ausdruck gelangt.

	$CaO : Na_2O$	$CaO : Alk$	$Alk : Al_2O_3$	$K_2O : Na_2O$
	1:1.5	1:1.8	1:1.4	1:5.3
Oligoklasit, Presten	1:1.5	1:1.8	1:1.5	1:4.6

Also in Bezug auf diese Verhältnisse stimmt er mit dem Prestener Oligoklasit vollkommen überein, nur das K_2O ist etwas kleiner. In den übrigen Oligoklasgesteinen ist das CaO kleiner, wir bekommen also ein wenig abweichende Werte.

Werte nach A. OSANN:

	s	A	C	F	a	c	f	n	Reihe
	70.65	8.56	3.32	5.59	15	6	9	8.4	α
Oligoklasit, Torockó	68.42	9.23	3.47	5.68	15	5.5	9.5	8.9	α
Olig. aplit, Szarvaskő	70.73	8.84	3.40	4.79	15.5	6	8.5	9.7	α

Ebenso ist er auch dem Oligoklasporphyrit von Torockó

ähnlich, nur der Alkalifeldspatkern ($NaKA_2O_4$ Atomgruppe) ist auch hier grösser, während der Ca -Feldspatkern ($CaAl_2O_4$ Atomgruppe) bedeutend kleiner ist. Beim Prestener Oligoklasit ist der F -Wert gering, deshalb sind die relativen Werte abweichend. In die OSANNISCHE Tabelle kann man ihn nicht einreihen, weil bei den 59. Trachyt- und den 60. Vulsinitypen der n Wert ein ganz anderer ist.

	s	$A_6 C_2 F$	k
	70·65	63·59	1·11
Oligoklasaplit, Szarvaskő . . .	70·73	64·63	1·09
Biotitamphibolporphyrat . . .	69·23	57·11	1·21

Auch diese *Familienwerte* zeigen, dass er in die saurere Gruppe der Porphyrite-Andesite ganz gut hineinpasst, doch die Quantität der die sämtlichen basischen Oxyde enthaltenden Atomgruppen ($A_6 C_2 F$) ist so gross, dass wir nur an die Oligoklasporphyritfamilie denken können.

	S	Al	F	Al	C	Alk	NK	MC	$Si O_2$
	23	4	3	14	6	10	8·4	0·3	62·52
Oligoklasit, Presten	23·5	4	2·5	15	5·5	9·5	8·2	1·6	64·98
Olig. porph., Torockó	23	4·5	2·5	15·5	3·5	11	9·4	1·6	61·10

Auf Grund dieser *Parameter* steht er in OSANN'S System dem 525. Alkalitrachyt von Matsu Shima am nächsten, aber im Alkaliverhältnis unterscheidet er sich so sehr von diesem, dass man ihn gar nicht als verwandtes Gestein betrachten kann. Auf Grund dieser Parameter kann man ihn auch unter den Gesteinsfamilien nun in die Oligoklasporphyrite reihen.

NIGGLISCHE Werte:

	si	qz	al	fm	c	alk	k	mg	m
	239	+ 23	40·5	14	16·5	29	·15	·03	6
Oligoklasit, Torockó	218	+ 2	42	18	11	29	·10	·25	4
„ Presten	253	+ 41	45	11·5	15·5	28	·18	·25	6
17. Protogin, Cevins	300	+ 70	41·5	15	11	32·5	·28	·29	5

Im NIGGLIS Magmasystem finden wir nur im trondhjemitischen Magma im grossen und ganzen ähnliche Zahlen, doch auch beim, ihm am nächsten stehenden Gestein dieses Magmas, beim 17. Protogin, Cevins (Frankreich) sind die Unterschiede so gross, dass die Verwandtschaft sehr zweifelhaft ist. Dies steht besonders für die Kieselsäurezahl (si) und das Alkaliverhältnis (k). Speziell unter den Oligoklasgesteinen steht er so ziem-

lich in der Mitte zwischen beiden Oligoklasiten. Wenn wir aber diese Zahlen in ein Verhältnis stellen, dann steht er zum in das plagioklasgranitische Magma gereihten Prestener Oligoklasit am nächsten.

	<i>fm:al</i>	<i>fm:alk</i>	<i>alk:al</i>	<i>6alk:si</i>	<i>k</i>
	1:2·8	1:2	1:1·4	1:1·3	·15
Prestener Oligoklasit . .	1:2·9	1:2·4	1:1·6	1:1·5	·18
Olig. porph., Torockó . .	1:2·6	1:1·8	1:1·3	1:1·2	·06

Es ist interessant, dass er auf Grund der *c* Verhältnisse auch zum Typus des plagioklasgranitischen Magmas ziemlich nahe steht, aber das charakteristische *6alk:s*-Verhältnis grenzt ihn von diesem scharf ab.

Amerikanische Norm:

	<i>qu</i>	<i>or</i>	<i>ab</i>	<i>an</i>	<i>hy</i>	<i>mt</i> <i>di</i> <i>mt</i> <i>ru</i> <i>hm</i>
	10	11	57	14	—	8
Olig. aplit, Szarvaskő . .	7	2	69	15	—	7
Oligoklasit, Presten . .	12	11	52	18	7	—

Von den NIGGLischen Magmatypen stimmt er mit keinem überein, nur mit den Oligoklasgesteinen zeigt er eine sehr nahe Verwandtschaft. Im amerikanischen System steht er neben dem Csavaróser Porphyritoid (aber nahe zum Laurwikit), wo auch andere Oligoklasgesteine zu finden sind.

Auf Grund des Gesagten kann man ihn ein typisches Oligoklasgestein nennen.

Oligoklasporphyrituff, Csavarósgaben.

Rings um das Vorkommen des erwähnten Oligoklasporphyrits ist überall auch sein Tuff zugegen, worauf man auch trotz den sehr schlechten Aufschlussverhältnissen schliessen kann. Dieser Tuff kommt ober dem Serpentinweg auch in den Hauptgraben des Savós hinein.

Dies ist ein eigentümliches Gebilde, auf dessen Schieferungsrichtung man nur aus der Absonderung in einer Richtung und aus der Zerquetschung der Einschlüsse in einer Richtung folgern kann. Ansonsten ist es ein sehr stark zusammenhaltendes zähes Gestein. Sämtliche beobachtete Vorkommungen und das ganze gesammelte Material in Betracht nehmend, kann man sagen, dass der grössere Teil seines Materials aus brauner oder

dunkelviolettbrauner, sehr dichter Tuffsubstanz besteht, in der makroskopisch kaum je ein kleines Feldspatkorn wahrzunehmen ist. Der kleinere Teil seines Materials fällt auf die Einschlüsse. Die Grösse derselben ist sehr verschieden, jede Grösse von der geringsten bis zu 30 mm. kommen vor, sie sind immer eckig, aber platt zusammengedrückt. Ihre Verteilung ist sehr unregelmässig; es gibt ganz einschlussfreie Stücke, aber es gibt auch solche, wo diese vorherrschen.

Der grössere Teil der Einschlüsse besteht aus lichthem (gräulichweissem, bläulichgrünlichem oder gelblichgrauem) serizitischen Porphyritoid, der kleinere Teil ist Oligoklasporphyrit verschiedener Ausbildung, kristallinischer Sandstein und umgewandelter Tonschiefer. Bemerkenswert ist, dass ich im gesammelten Materiale keinen Kalksteineinschluss gefunden habe.

Die *Tuffsubstanz* selbst besteht aus sehr dichtem Glastuff, in dem wir nur sehr spärlich je ein Mineralkorn finden. Die Grösse der eine ausserordentlich mannigfaltige Gestalt besitzenden Glasfäden und Stücke ist sehr verschieden. Jede Grösse ist vorhanden, vom μ -grossen Gebrösel angefangen bis zu grösseren Bimssteinstücken. Solche Bimssteinbüschel kommen aber nur sehr sporadisch vor. Sie enthält ziemlich viel Eisenerz: *Haematit* und *Limonit*; die grösseren Glasfasern sind viel reiner, ja es kommen unter ihnen auch ganz wasserklare vor. Die Umkristallisation des Glases ist nicht stark; die *Weissglimmer*bildung herrscht vor, aber man kann auch eine *Quarz-Feldspatausscheidung* wahrnehmen. Stellenweise ist auch graulicher Ton vorhanden, hauptsächlich als eine sehr fein verteilte, wolkige Substanz, die an manchen Stellen in Gemeinschaft mit *Titanit*, *Epidot* und *Limonit* sehr kleine feine Streifen bildet.

Der grösste Teil der ursprünglichen Mineralien besteht aus Feldspatmikrolith, der manchmal auch Aggregate bildet, also ein Grundmassengebrösel ist; er ist von gerader oder fast gerader Auslöschung und ausnahmslos glimmerig. Die kleinen (höchstens 0.5 mmigen) xenomorphen Fragmente des porphyrischen Feldspates sind ebenfalls sehr umgewandelt, es gelang mir kaum in einigen Fällen *Oligoklas* und sauren *Andesin* zu bestimmen. Die sich stellenweise ansammelnden chloritisch-

epidotischen Nester lassen auf viel *femisches Mineral* schließen; zum Chlorit gesellt sich an manchen Stellen auch Calcit und Serizit. Es sind aber auch kleine Quarzbruchstücke, ja sogar auch kleinere Quarzhäufchen vorhanden, deren fremden Ursprung man aber immer nachweisen kann.

Zur Analyse wählte ich die reinste, einschlussfrei scheinende Tuffsubstanz aus, die ich am oberen Teile des Csavarósgabens gesammelt habe.

Originalanalyse		Mol. %
SiO_2	58.60	66.43
TiO_2	1.34	1.13
Al_2O_3	15.66	10.44
Fe_2O_3	4.06	5.72
FeO	2.40	
MgO	1.91	3.23
CaO	4.83	5.86
Na_2O	5.23	5.75
K_2O	1.98	1.44
+ H_2O	4.18	—
— H_2O	0.10	—
Summe	100.29	100.00

Auch dies ist ein neutrales Gestein, aber bereits basischer, als sein Massengestein. Dies wird durch die Vergleichung der Basen mit einander und mit der Kieselsäure, auf Grund der Molekularprocente, sehr gut ausgedrückt.

	Bas: SiO_2	(Mg Fe) O: CaO + Alk	CaO: Alk
Tuff	1:2	1:1.4	1:1.2
Massengestein	1:2.3	1:3.2	1:1.7

Ich halte die Differenz für zu gross, aber die Alkali verhältnisse, die den Oligoklasgesteinscharakter sehr gut ausdrücken, gleichen dies aus:

	Alk: Al_2O_3	K_2O : Na_2O	6 Alk: SiO_2
Tuff	1:1.4	1:4	1:1.5
Massengestein	1:1.4	1:5.3	1:1.3

Diese wichtigen Verhältnisse zeigen ihre Zusammengehörigkeit.

Werte nach A. OSANN.

	s	A	C	F	a	c	f	n	Reihe
Csav. Tuffporphyratoid	67.56	7.19	3.25	11.56	10	4.5	15.5	8.0	α
	69.81	7.29	2.79	10.03	11	4	15	8.7	α

In Folge der grossen Quantität des Kernes der femischen

Mineralien entfernen sich diese Werte ziemlich vom normalen Oligoklasgesteinstypus, nur die Werte des Csavaröser Tuffporphyritoids stimmen mit ihm ganz gut überein, aber auch das $a:c$ und das n Verhältnis weist bestimmt darauf hin, dass es auch ein Oligoklasgestein ist. Im OSANNischen System fällt es mit dem in den 61. Typus gehörenden Pyroxenlatit von Mormon Mt. Arizona überein, aber sein n Wert zeigt, dass es keine verwandten Gesteine sind. Ihre sämtlichen Familienwerte ($s = 67.56$, A_6C_2 $F = 62.20$, $k = 1.08$) stimmen mit den Werten der Oligoklasgesteine überein.

	<i>S</i>	<i>Al</i>	<i>F</i>	<i>Al</i>	<i>C</i>	<i>Alk</i>	<i>NK</i>	<i>MC</i>	<i>Si O₂</i>
	22	3.5	4.5	13.5	7.5	9	8.0	3.2	58.60
642. Andesit . . .	22	3.5	4.5	14	6.5	9.5	7.5	3.2	62.44
314. Oligoklasit . .	23.5	4	2.5	15	5.5	9.5	8.2	1.6	64.98
Biotitamph. porph.	21.5	3.5	5	14	8	8	7.4	4.0	

Auf Grund dieser *Parameter* zeigt er im OSANNischen System mit dem 642. Hypersthenandesit von Simpsonhafen Neupommern die nächste Verwandtschaft, aber er steht auch zum 314. Oligoklasit von Presten nahe, der wichtigste Unterschied liegt im $A:F$ -Verhältnis. In dieser Beziehung steht er der Familie Biotitamphibolporphyrit-andesit ziemlich nahe.

NIGGLISCHE Werte:

	<i>si</i>	<i>qz</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>m</i>
	203	+ 15	32	28	18	22	20	36	4
8. Quarzdiorit	221	+ 51	33	31	17	19	27	58	4

Diese *Molekularwerte* weisen gegen das quarzdioritische Magma, wo er am besten mit dem 8. Pyroxenquarzdiorit von Electric Peak übereinstimmt. Von den Oligoklasgesteinen steht er etwas entfernter. Das Verhältnis der Molekularwerte zu einander zeigt dies ebenfalls, aus diesem Grunde steht er dem Quarzdioritmagma-Typus nahe.

Amerikanische Norm:

	<i>qu</i>	<i>or</i>	<i>ab</i>	<i>an</i>	<i>di mt</i> <i>ilm ru</i>	<i>di</i>
	4	13	46	15	22	—
Quarzdiorit	13	13	35	17	13	8
Oligoklasit, Presten . . .	11	12	52	18	7	—

Den quarzdioritischen Charakter kann man höchswahrscheinlich auf fremde Einschlüsse zurückführen. Im amerikanischen System passt er am besten in den unbenannten persodischen Subrang des domalkalischen Ranges von dofelischer

Ordo in dosalischer Klasse (Dosalan-Austrar-Dacas-x), in welchem Subrang auch der Plagiäplit von Koswinsky Kamen seinen Platz findet.

Grüner Porphyritoid, Savós.

Eine von den bisher besprochenen sehr abweichende Ausbildung hat der erwähnte grüne Porphyritoid, der im Hauptarme des Savóstales, in der Nähe der Biegung des Serpentinweges auf einem ziemlich kleinen Gebiete zu finden ist.

Er ist ein graulichgrün bis dunkler grünes schieferiges Gestein, mit ziemlich vielen länglichen (2—6 mmigen) Chloritpseudomorphosen. Die sehr häufigen Gleitflächen sind immer dunkelgrün und längs der ebenfalls häufigen reibungsbrecciösen Linien kittet ebenfalls Calcit die zusammengeriebenen Gesteinsfragmente zusammen.

Die frischesten dichten Exemplare habe ich auf der Szakadäser Seite gesammelt. Aus einem derselben stammt die später folgende Analyse. In diesen ist die *Grundmasse*, welche über die Einsprenglinge nicht vorwiegend herrscht, sehr dicht und feldspatisch umwandelnd. Die unregelmässigen, manchmal flaumenartigen, winzigen Feldspatkörnchen löschen manchmal auch auf 0.2 mmigen Stellen fast gleichzeitig aus. Stellenweise kommt Quarz, Epidot und auch ein wenig Serizit vor. Diese Neugebilde sind genau in der Schieferungsrichtung geordnet. Chlorit, als Färbungssubstanz ist überall vorhanden.

Die porphyrischen *Plagioklase* folgen der Streckungsrichtung im allgemeinen nicht, oder nur darin, dass sie in der Schieferungsebene zerdrückt sind. Die hie und da noch ausnehmbare idiomorphe Form hat grosse Deformationen erlitten. Einzelne Kristalle wurden gekrümmt, andere zerbrochen in Stücke, wurden zerdrückt... je nach der Lage, in welcher sie der Stressrichtung entgegen gewesen sind. Auch chemisch sind sie stark umgewandelt, doch soviel ist noch meist wahrnehmbar, dass es Viellinge waren, die manchmal zonar gewesen sind. Die noch spärlich feststellbaren optischen Eigenschaften weisen darauf hin, dass diese Feldspate ungefähr zur *Andesin-* und *Labradorreihe* gehören. Ihr Umwandlungsprodukt ist *Weissglimmer*, in dessen dichten Aggregaten ein wenig *Epidot*, *Quarz* und *Albit*, und hie und da auch *Calcit* vorkommt. In einzelnen

Gesteinen habe ich auch eine starke Zeolithbildung wahrgenommen (Desmin), doch diese Zersetzung konnte die Spuren der Glimmerisierung nicht verwaschen.

Die Umrisslinien des ursprünglichen *femischen Minerals* zeigen, wo die Konturen überhaupt verblieben sind, eine längliche, gut gestaltete Kristallform, aber die Ränder und besonders die Enden sind stark zerfranst. Seine Substanz ist jetzt *Chlorit*, *Limonit*, *Calcit* und *Epidot*, in deren Lagerung gar keine Regelmässigkeit herrscht; Eisenerzrahmen habe ich nirgends gefunden. So müssen wir also eher an Pyroxen, als an Amphibol denken. Der in beträchtlicher Menge vorkommende, manchmal limonitische *Magnetit* formt idiomorphe Kristalle, mit scharfen Konturen, die aber öfter, ebenso, wie der sich neben ihnen befindliche *Apatit*, in Stücke gebrochen sind. Gut gestaltete *Titanit*- und *Rutil*kriställchen sind häufig.

Von diesem vorherrschenden und auch analysierten Typus weicht manches Gestein der Vorkommung dadurch ab, dass der *Calcit* eine grosse Rolle spielt, aber er ist nur zum Teil ein Zersetzungsprodukt, grösstenteils kam er erst nachträglich hinein. Es sind auch ursprünglich brecciöse und reibungsbrecciöse Teile vorhanden. In den ursprünglich brecciösen Varietäten ist das besprochene Gestein selbst die Kittmasse, die Breccien aber solche phyllitartige Gesteinsstücke, die gar keinen eruptiven Zug besitzen. In einem Gestein habe ich einen interessanten Plagioklasiteinschluss gefunden, mit basischem Plagioklas (Labrador) und Magnetit. Es enthält nicht einmal Spuren von femischen Mineral.

Das frischeste und analysierte Exemplar wurde selbst vom Serpentinwege gesammelt:

Originalanalyse		Mol. %
SiO_2	61.57	67.41
TiO_2	0.53	0.43
Al_2O_3	14.63	9.42
Fe_2O_3	2.98	5.77
FeO	3.65	
MgO	3.79	6.22
CaO	5.48	6.43
Na_2O	3.31	3.51
K_2O	1.16	0.81
+ H_2O	2.72	—
— H_2O	0.20	—
Summe 100.12		100.00

Diese Analyse deutet bestimmt auf ein Gestein dioritischen Magmas, nur das Verhältnis der Alkalien zu einander ist ein solches, welches auch gegen die Oligoklasgesteine hinweist ($K_2O : Na_2O = 1 : 4.3$).

Werte nach A. OSANN:

	<i>s</i>	<i>A</i>	<i>C</i>	<i>F</i>	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>f</i>	<i>n</i>	<i>Reihe</i>
	67.48	4.32	5.10	13.32	5.5	7	17.5	8.1	<i>a</i>
32. Thumb . . .	65.52	4.87	6.12	12.41	6	8	16	7.8	<i>a</i>
36. Mt. Pelée . .	66.20	4.42	7.15	10.53	6	9.5	14.5	7.8	<i>a</i>

Die Übereinstimmung ist mit dem 32. Typ. Hypersthenandesit von Thumb (Cal) und 36. Typ. Hypersthenandesit von Mt. Pelée so ziemlich, nur in der sämtlichen Kieselsäuremenge besteht ein gewisser Unterschied, der wahrscheinlich in der Wegführung feldspatbildender Elemente seine Erklärung findet. Darauf kann man auch den grossen Wert des Kieselsäurekoeffizienten ($k = 1.37$) zurückführen, worüber man sich bei einem solchen metamorphen Gestein nicht wundern kann.

	<i>SAIF</i>			<i>AlCalk</i>			<i>NK</i>	<i>MC</i>	<i>SiO₂</i>
	21.5	3	5.5	14	9.5	6.5	8.1	4.9	61.57
20. Erdkruste . . .	21.5	3	5.5	14	8	8	6.4	5.3	60.97
652. Andesit	21.5	3.5	5	14	9.5	6.5	6.8	4.3	62.44

Im OSANNischen System stimmt er ganz gut mit 20. Mittlere Zusammensetzung der Erdkruste und dem 652. Pyroxenandesit von Burney Butte Californien überein, nur im *NK*-Werte besteht ein Unterschied, was für dieses Gestein gerade charakteristisch ist. Auf Grund des *SAIF* Verhältnisses passt er am besten in die Gesteinsfamilie der Amphibolporphyrite-andesite, auf Grund des *AlCalk*-Verhältnisses aber in die der Pyroxenporphyrite-andesite.

NIGGLISCHE Werte:

	<i>si</i>	<i>qz</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>m</i>
	207	+ 53	29	37.5	20	13.5	18	51	4
Qu. hyp. diorit . . .	222	+ 62	30.5	38	16.5	15	17	45	4
Diorit-Andesit Mittel	169	+ 13	29	36.5	20.5	14	30	48	4

Auf Grund dieser *Molekularwerte* passt er ganz gut zwischen die quarzdioritischen und dioritischen Magmagruppen. Im quarzdioritischen Magma ist er dem 10. Quarzhypersthendiorit von Madras Indien, im dioritischen Magma jedoch dem 4. Diorit-Andesit-Mittel nach H. R. Robinson am ähnlichsten. Aber abgesehen von der verhältnissmässig sehr grossen, einer solchen

mineralischen Zusammensetzung nicht sehr passenden *si* Zahl, zeugt ihr innerer Chemismus viel eher auf ein dioritisches Magma. Dies ist aus dem Wertverhältnisse der Zahlen gut wahrnehmbar:

	<i>c:fm</i>	<i>c:alk</i>	<i>c:al</i>	<i>fm:al</i>	<i>fm:alk</i>	<i>alk:al</i>
	1:1·8	1·4:1	1:1·4	1·3:1	2·8:1	1:2·1
Diorit . . .	1:1·6	1·5:1	1:1·3	1·2:1	2·5:1	1:2
Quarzdiorit	1:1·6	1:1	1:1·6	1:1	1·5:1	1:1·6

Mit dem Typus des Dioritmagma stimmt er also beinahe genau überein, nur das 6 *alk:si*, und das *k*-Verhältnis ist sehr auffallend. In dieser letzteren Beziehung ist er den mit ihm gemeinsam vorkommenden Oligoklasgesteinen ähnlich.

Amerikanische Norm:

	<i>qu</i>	<i>or</i>	<i>ab</i>	<i>an</i>	<i>ilm</i> <i>hy mt</i>	<i>di</i>
	20	7	28	22	18	5
Quarzdiorit . . .	14	13	36	17	13	8
Diorit	—	13	32	25	20	10

Die Ursache des Unterschiedes ist die Armut an Alkalien, die auf die Metamorphisation zurückzuführen ist. Aber selbst bei grossem Quarzgehalt steht er näher zum Diorit, als zum Quarzdiorit.

Wenn wir sämtliche physiographische und petrochemische Daten in Betracht nehmen, so scheint es uns als offenbar, dass dieser Porphyritoid ursprünglich ein neutraler Porphyrit (Amphibolporphyrit? oder Pyroxenporphyrit?) und zwar höchstwahrscheinlich ein Massengestein gewesen ist, nachdem die Untersuchungen gar keine Daten für seinen Tuffursprung lieferten.

Dunkler Tuffporphyritoid, Szakadásberglehne.

Er kommt ober der Kreuzung des Serpentinweges auf ziemlich grossem Gebiete vor. Er ist überall dunkelgrau oder gräulichschwarz und dünnschieferig, manchmal ist er blätterig zusammengepresst. Die transversale Schieferung ist in den meisten Fällen wahrnehmbar. Charakteristisch sind die an den Absonderungsflächen gut sichtbaren, manchmal 8 mmigen Feldspate, die teils wie breite Lamellen, teils wie Leisten aussehen; in Querbrüchen sind sie aber immer sehr dünn und zeigen auch mehrfache Verbiegungen. Wichtig ist, dass diese

Feldspatlamellen mit ihrer Längsachse immer in einer Richtung, parallel mit der gut sichtbaren ursprünglichen Schichtung gelagert sind. Der hie und da sichtbare Seidenglanz zeigt die Seritisation.

Wenn wir das ganze Vorkommen, sämtliche gesammelten Exemplare in Betracht nehmen, so erscheint uns die *Grundmasse* als sehr mannigfaltig. Der transversalen Schieferung entsprechend, können wir zweierlei Richtungen wahrnehmen. Eine ist die Richtung der Lagerung der ursprünglichen Trümmer, die andere ist die Ziehungsrichtung der Neugebilde. Diese zwei Richtungen kreuzen sich in einem schiefen Winkel. Mehrere Anzeichen weisen darauf hin, dass der glasige Teil ursprünglich über die Mineralienfragmente das Übergewicht hatte, infolge der Umkristallisation aber zeigen sich nur vereinzelte kleinere Stellen als isotrop. Dieser amorphe Teil besitzt eine aussergewöhnlich feinkörnige Struktur.

Ein grosser Teil der Kittsubstanz des Gesteingebröfels ist *Feldspat*, teils schlanker Mikrolith, teils ein isometrisches, manchmal zwillingsstreifiges, winziges Körnchen. Obzwar sie stark umgewandelt sind, kamen doch einige solche Körner vor, die mit annähernder Bestimmtheit als Glieder der Oligoklasreihe bestimmt werden konnten. Die Menge des ziemlich ungleich verteilten, umsetzenden *Magnetits* ist ziemlich beträchtlich.

Die aus der Durchkristallisierung des Glases und aus der Umwandlung der Mineralbrocken stammenden Neugebilde sind grösstenteils *Serizit* und *Albit*, sehr gering ist die Menge des *Chlorits*, *Epidotes* und *Quarzes*. Die gewöhnlich nur einige μ feinen Lamellchen des Serizites und die höchstens 0.1 mmigen wasserklaren Körnchen des Albits sammeln sich manchmal auch in Aggregate. Die sehr kleinen Körner des Epidots (Pistazit) sind scheinbar unregelmässig verstreut, während dünne Streifen des meist amorphen Chlorits wieder der Streckungsrichtung folgen. In diesen Chloritstreifen ist nur hie und da je ein Penninlamellchen zu finden.

Veränderlich ist die Rolle des *Calcits*, an manchen Stellen kann man eben nur seine Spuren nachweisen, in einigen Gesteinen kommt er aber in ziemlicher Quantität vor. Seine kleinen, wasserklaren Körnchen sind in der Streckungsrichtung etwas gedehnt. Einen Unterschied zwischen den an verschiedenen

Stellen gesammelten Exemplaren bildet auch, dass in manchen unter dem Feldspatgebrösel der Mikrolith vorherrscht, in anderen aber die Fragmente porphyrischer Feldspate.

Die grösseren Mineralienkörner sind ausschliesslich *Feldspate*. Es ist für diese charakteristisch, dass sie überall zerdrückt und umgewandelt sind. Infolge der Zusammendrückung kommen sie immer in Stücke zerbrochen vor und bei den einzelnen Stücken besteht auch in der Auslöschungsschiefe ein geringfügiger Unterschied. An der Zerstückelung nahm aber ausser den dynamischen Gründen auch die chemische Umwandlung teil, weil die von längs der verschiedenen Spaltungs-, Absonderungs- und Sprunglinien ausgehende *Serizitisierung* auch vorgeschritten ist, ausser welcher auch *Albitbildung* vorkommt. In Verbindung mit dem Albit habe ich im oberen Teile des Vorkommens auch *Calcitbildung* wahrgenommen. Die stellenweise noch bestimmbar Feldspate stammen überall aus der *Oligoklasreihe*.

Der aus femischem Mineral stammende *Chlorit* bildet nur selten grössere Haufen. Die Gestalt dieser Haufen ist unregelmässig und scheint so zufällig zu sein, dass man auf die Art ihres ursprünglichen Minerals nicht einmal schliessen kann.

Auf Grund des Gesagten ist es höchstwahrscheinlich, dass dieser dunkelfarbige Porphyritoid aus einem solchen Tuff des Oligoklasporphyrits entstanden ist, in dem das ursprüngliche Glas und Mineraliengebrösel vermengt war.

Zur Analyse wählte ich ein calcitfreies Exemplar von Szakadás aus.

Originalanalyse		Mol. %
SiO_2	59.10	65.91
TiO_2	1.30	1.08
Al_2O_3	17.02	11.17
Fe_2O_3	3.65	5.75
FeO	2.91	
MgO	1.98	3.31
CaO	3.95	4.71
Na_2O	6.51	7.03
K_2O	1.32	1.04
+ H_2O	2.29	—
— H_2O	0.12	—
Summe	100.15	100.00

Die Struktur der Analyse ist den vorigen Oligoklasporphyriten sehr ähnlich, was der Vergleich der Molekularprocente am besten zeigt;

	(MgFe)-O:			
	Bas: SiO_2	$\text{CaO} + \text{Alk}$	$\text{K}_2\text{O} \cdot \text{Na}_2\text{O}$	$\text{Alk} : \text{Al}_2\text{O}_3$
	1:2	1:1.4	1:6.7	1:1.4
Tuffporph. Csav. Bergl.	1:2.3	1:1	1:6.9	1:1.4
Olig. p. tuff. Csav. Grab.	1:2	1:1.4	1:5.3	1:1.4

Bei den $\text{CaO} : \text{Alk}$ und den $\text{CaO} : \text{Na}_2\text{O}$ Verhältnissen kommt schon eine geringe Abweichung vor; diese Werte sind nämlich vollkommen identisch mit den Werten des Prestener Oligoklasits und des massigen Oligoklasporphyrits aus dem Csavarósgraben.

Werte nach A. OSANN:

	s	A	C	F	a	c	f	n	Reihe
	66.99	8.07	3.10	10.67	11	4.5	14.5	8.7	α
Tuffporph. Csav. Bergl.	69.81	7.29	2.79	10.03	11	4	15	8.7	α
" Csav. Grab.	67.56	7.19	3.25	11.56	10	4.5	15.5	8.0	α

Ins System OSANNs kann man ihn auf Grund der *Typenwerte* nicht einreihen, weil er mit dem 61. Typ. Pyroxenlatit von Mt. Mormon übereinstimmen würde, doch der *n*-Wert schliesst jede Verwandtschaft aus. Wenn wir aber vom *s* Werte absehen, stimmt er in jeder Beziehung mit dem oben besprochenen Tuffporphyritoid der Csavaróslehne und Oligoklasporphyrittuff vom Csavarósgraben überein, mit welchen er auch in der Dreieckprojektion beinahe genau zusammenfällt.

	s	$A_6 C_2 F$	k
	66.99	65.29	1.02
Olig. p. tuff, Csav. Graben	67.56	62.20	1.08
Oligoklasit, Torockó	68.42	68.00	1.01

Auf Grund dieser *Familienwerte* steht er in OSANNs Gesteinsfamilien zwischen den Amphibolbiotitporphyriten und den Proxenporphyriten. Aber viel näher als zu diesen steht er zu den Oligoklasgesteinen und besonders nahe zum Oligoklasit von Torockó. Interessant ist, dass bei dem geringen *s* Wert das Verhältnis der feldspatbildenden Kerne zum *s* verhältnissmässig hohe Werte ergibt:

	$6 A : s$	$6 A + 2 C : s$	s
	1:1.4	1:1.2	66.99
Oligoklasaplit, Torockó . . .	1:1.4	1:1.3	72.40
Olig. porphyrit, Csav. Graben	1:1.3	1:1.2	70.65

Auch dies zeigt, dass er eine solche chemische Struktur besitzt, wie die Oligoklasgesteine.

	SAIF			AlCaIk			NK	MC	Si O ₂
	22	3·5	4·5	14	6	10	8·7	4·1	59·10
642. Hyp. andesit	22	3·5	4·5	14	6·5	9·5	7·5	3·2	62·44
Olig. p. tuff, Csav. Graben	22	3·5	4·5	13·5	7·5	9	8·0	3·2	58·60

Auf Grund dieser *Parameter* stimmt er in seinen Hauptwerten mit dem 642. Hypersthenandesit von Simpsonhafen Neupommern beinahe genau überein, aber eben so nahe steht er auch zum Oligoklasporphyrittuff des Csavarósgrabens; das *AlCaIk* Verhältnis betreffend aber stimmt er mit dessen Massengestein gänzlich überein. Übrigens gehört er infolge des *AlCaIk* Verhältnisses unter die schwach alkalischen Mischgesteine.

Molekularwerte nach NIGGLI:

	si	qz	al	fm	c	alk	k	mg	m
	201	+ 3	34	27·5	14	24·5	·13	·36	4
Natronsyenit	200	— 16	32	29	10	29	·20	·30	3
Ol. p. tuff, Csav. Graben	203	+ 15	32	28	18	22	·20	·36	4
Tuffporph. Csav. Bergl.	230	+ 34	33·5	33	9·5	24	·12	·11	3

Er stimmt mit dem Typ. des vereinigten natronsyenitischen Magmas ziemlich gut überein, aber er steht zum Oligoklasporphyrittuff des Csavarósgrabens und zum Tuffporphyritoid der Csavarósberglehne doch näher, von welchen ihn auch der *si* Wert nicht so trennt, wie vom in das natronsyenitische Magma gereihten 4. Glimmerhornblendeandesit von Sepulchre Mt, welchen er übrigens ebenfalls nahe steht.

	c:alk	c:al	alk:al	6 alk:si	k
	1:1·7	1:2·4	1:1·3	1:1·3	·13
Natronsyenit	1:2·9	1:3·2	1:1·1	1:1·1	·20
Olig. p., Csavarósgraben	1:1·7	1:2·4	1:1·4	1:1·3	·15

Er steht also viel näher zum Gestein des Csavarósgrabens.

Amerikanische Norm:

	qu	or	ab	ne	an	hy-mt	di
	5	9	55	—	13	12	6
Natronsyenit	—	16	51	5	4	15	9
Olig. porph. Csav. Grab.	7	10	58	—	14	5	6
Olig. p. tuff „ „	5	12	46	—	13	13	11

Vom natronsyenitischen Magma trennt ihn hauptsächlich das Vorhandensein des magmatischen Nephelins. Auch deshalb, wie auch auf Grund des für diesen Tuffporphyritoid wichtigsten

Verhältnisses, des Verhältnisses *ab : an*, steht er den Oligoklasgesteinen viel näher.

Im amerikanischen System gelangt er in den Grenados Subrang mit den oben genannten Oligoklasgesteinen zusammen.

Tatsache ist, dass dieser Tuffporphyritoid ein Übergangsgestein ist, sowie die typischen Vertreter der Oligoklasgesteine sämtlich so lange solche Übergangsgesteine bleiben, bis wir für sie eine separate Gruppe aufstellen.

Grobporphyrischer Porphyritoid, Savós.

Dies ist der verbreitetste Porphyritoidtypus der Gegend. Er ist ein stark gepresstes, dünnstieferiges Gestein. In seiner violettbraunen, an anderer Stelle dunkelgrauen Grundmasse sind grosse (bis 20 mm) und breite Feldspatlamellen in grosser Anzahl in der Schieferungsebene sichtbar, deren Farbe sich vom dunkelgrau bis zum weiss verändert. Die frischesten sind die dunkel gefärbten, die weissen sind stark serizitisch. Diese grossen Feldspatlamellen sind mit ihrer Längsachse immer pünktlich in eine Reihe geordnet, ohne dass das Gestein eine fluidale Struktur hätte. Vielleicht bezeichnen sie die ursprüngliche Schichtungsrichtung. In einzelnen Gesteinen kann man mehr, in anderen weniger grünlichschwarze, längliche Chloritflecken bemerken, deren Ziehungsrichtung mit derjenigen der Feldspate identisch ist.

Das erste, was unter dem Mikroskope auffällt, ist die Umkristallisierungsart der *Grundmasse*, infolgedessen sich eigentümlich schwammartige, manchmal auch auf 0.7 mmigen Stellen im Grossen gleichzeitig auslöschende Albitkörnchen gebildet haben, in deren Poren sich Epidot und Quarzkörnchen befinden. Ein jedes der Quarzkörnchen löscht separat aus, die Zusammenwachsung ist also nicht granophyrisch. Ausserdem haben die Albitkörnchen die übrigen Bestandteile der Grundmasse in sich eingeschlossen, sowie die vielen Eisenerzkörnchen und den Chlorit. Aber auch der Albitgrund selbst ist nicht einheitlich, manchmal scheint es, als ob mit einem Albit von vorherrschender Grösse mehrere, aber nur ein

wenig verschieden orientierte, kleinere Albitkörner zusammengewachsen wären. Deshalb scheint die Auslöschung nur im grossen und ganzen einheitlich.

Ausser diesen Neugebilden befinden sich in der Grundmasse auch kleine Feldspatfragmente, die teils von Mikrolithen, teils von Feldspateinsprenglingen abstammen. Ihr Erscheinen ist ebenso, wie in den Tuffporphyritoiden von Szakadás, nur sind sie stärker serizitisch.

Die porphyrischen grossen *Feldspat*lamellen sind nirgends einheitlich, sie sind überall in kleine Stücke zerdrückt und auch immer serizitisch. Zwischen den einzelnen Stücken befindet sich häufig ein dickes Serizitband, welches von auf die Längsrichtung des Bandes quer stehenden, sehr feinen Schuppchen gebildet wird. Manchmal werden die Stücke durch eine sehr dünne Quarzsnur mit einander cämentiert, deren Auslöschung, obwohl ihre Zusammengehörigkeit keinem Zweifel unterliegt, sich voneinander doch um einige Grade unterscheidet. Also infolge des Stresses haben sich einzelne Stücke von ihrer ursprünglichen Richtung schwach tordiert. In den stärker umwandelnden Feldspaten kann neben dem *Serizit* auch *Albit*-, *Quarz*- und *Epidot*bildung nachgewiesen werden. Die noch bestimmbaren Feldspate gehören zu den *Andesin*- und *Andesinolit*-*goklas*arten.

Die Kristallform des porphyrischen femischen Minerals ist in vielen Fällen eine gut erkennbare Form von *Amphibol*, deren Pseudomorphosen von einem dünneren-dickeren haematitischen Magnetitrahmen umgeben sind; binnen demselben herrscht der *Chlorit*: *Pennin* und *Klinochlor* vor, daneben befindet sich immer *Epidot* und je ein Korn *Calcit*. Der *Titanit* ist schon seltener. Das Innere einzelner dieser Pseudomorphosen wird von winzigen *Albit*körnchen ausgefüllt, woraus man schliessen kann, dass sich der Albit erst nach der gänzlichen Entfernung der Chloritsubstanz gebildet hat; das Innere anderer füllen schwammige Eisenerzhaufen mit Titanit und ein wenig Chlorit aus. Im chloritischen Teile habe ich an mehreren Stellen auch sehr gut ausgebildete *Zirkon* und *Rutil*kriställchen wahrgenommen. Stellenweise gesellt sich auch *Serizit* zum Chlorit, was aus der gegenseitigen Wirkung der umwandelnden Mineralien erklärt werden

kann. Auch auf diesen Amphibolpseudomorphosen kommen häufig Verbiegungen und Plattdrückungen vor.

Grössere Eisenerze sind kaum vorhanden; dies ist limonitischer *Magnetit*, mit welchem in Gemeinschaft manchmal auch pleochroitischer *Apatit* zugegen ist. In der Nähe des zersetzenden Eisenerzes findet man auch *Titanit*.

Am oberen Teile des Vorkommens, gegen den Szárdoka-berg, beginnt auch der *Calcit* eine Rolle zu spielen; er erscheint sowohl längs der einzelnen Risse, als auch an der Stelle ganz zugrundegegangener Gesteinsteile.

Sämtliche Eigenschaften, die ich auf diesen Porphyritoiden wahrgenommen habe, bezeugen, dass es ursprünglich amphibolhaltiger Porphyrit gewesen ist. Aus der mannigfachen Ausbildung der Grundmasse, besonders aus den in derselben erscheinenden Mineralientrümmern, sowie aus der Lagerung in einer Richtung der grossen Mineralienkörner, können wir auch darauf schliessen, dass wir es mit einer eruptiven Ablagerung zu tun haben.

Das zur Analyse ausgewählte Exemplar habe ich ungefähr 180 m aufwärts von der Kreuzung des Serpentinweges, aus Felsen der Talsohle gesammelt. Dieses calcitfreie Stück (die in den Chloritaggregaten befindlichen winzigen Calcitkörnchen natürlich nicht eingerechnet) ist ein guter Vertreter vom normalen Typus dieses Porphyritoids.

Originalanalyse		Mol. %
SiO_2	59.79	67.42
TiO_2	1.04	0.87
Al_2O_3	16.95	11.24
Fe_2O_3	4.12	5.14
FeO	1.78	
MgO	1.55	2.62
CaO	5.09	6.15
Na_2O	5.02	5.48
K_2O	1.49	1.08
+ H_2O	3.38	—
— H_2O	0.01	—
P_2O_5	Spur	—
Summe		100.00
	100.31	

Eine, den vorherigen ziemlich ähnliche Analyse, die aber doch in mehreren Gesichtspunkten von dieser abweicht. Die Molekularprocente der einzelnen Oxyde vergleichend, erhalten wir folgendes Resultat:

	(MgFe) O :					
	Bas : SiO ₂	CaO + Alk	CaO : Alk	CaO : Na ₂ O	K ₂ O : Na ₂ O	Alk : Al ₂ O ₃
	1 : 2.1	1 : 1.6	1 : 1	1.1 : 1	1 : 5	1 : 1.7
Ol. p. tuff, Csav. Grab.	1 : 2	1 : 1.4	1 : 1.2	1 : 1	1 : 5.3	1 : 1.4

Es ist den bei den Amphibolandesiten und bei den Amphibolpyroxenandesiten vorkommenden Verhältnissen am ähnlichsten, aber es enthält auch ziemlich viel Oligoklasgesteinscharakter, wie es aus den Werten des Oligoklasporphyrittuffs vom Csavarósgaben ersichtlich ist.

Typenwerte:

	s	A	C	F	a	c	f	n	Reihe
	68.29	6.56	4.68	9.23	9.5	7	13.5	8.3	α
31. Andesit . .	69.02	5.52	5.13	9.62	8	7.5	14.5	7.2	β

Die Übereinstimmung wird von der grossen Quantität des Alkalifeldspatkernes (A) und des Alkalikoeffizienten (n), sowie auch vom geringen Wert des Kieselsäurekoeffizienten etwas verhindert. Alle drei sind solche Werte, die auf Oligoklasgesteine hinweisen. Die Familienwerte stimmen am besten mit den Werten des Biotitamphibolporphyrites überein.

Parameter:

	SAIF			AlAlk			NK	MC	SiO ₂
	22	3.5	4.5	14	7.5	8.5	8.3	3.0	59.79
640. Andesit . . .	22	3.5	4.5	14.5	7.5	8	7.4	4.2	62.89
641. Andesit . . .	22	3.5	4.5	14.5	8.5	7	7.8	3.6	60.41

Auf Grund einzelner dieser Parameter ist er mit dem 640. Amphibolandesit von Chapultepec, auf Grund der NK und MC Verhältnisse aber mit dem 641. Pyroxenamphibolandesit von Vindicator Mt. sehr nahe verwandt, mit welch' letzterem er auch in der SiO₂-Menge beinahe genau übereinstimmt.

Molekularwerte:

	si	qz	al	fm	c	alk	k	mg	m
	213	+ 31	35.5	24.5	19.5	20.5	.16	.33	5
13. Essexitdiorit . . .	164	+ 17	36	23	19	22	.37	.32	5
3. Andesit	197	+ 47	36.5	26.5	24.5	12.5	.17	.33	5
Ol. p. tuff, Csav. Graben	203	+ 15	32	28	18	22	.20	.36	4

Aus diesen Zahlen und Verhältnissen ersieht man die Eigentümlichkeit dieses Gesteins: auf Grund der Projektions-

werte kann man es in das granodioritische Magma ganz gut einreihen, aber der grosse Wert des *si* und besonders des *k* macht dies ganz unmöglich. Unter den einzelnen Magmagliedern stimmt es mit dem in das opdalitische Magma gehörenden 7. Augengranit von Djupadal ganz gut überein, aber hier ist der *k* Wert wirklich gross (·52). So verbleibt noch das essexitdioritische und das peléitische Magma, in welchen wir verwandte Glieder finden. Im ersten ist der 13. Essexitdiorit von Oritz Mt., im zweiten der 3. Andesit von Martinique jenes Gestein, mit welchem er irgendwie übereinstimmt. Auf Grund einzelner Glieder zeigt er auch zum Quarzdioritmagma eine Verwandtschaft. Verwandt ist er aber auch mit den Oligoklasgesteinen.

Standardmineraleien:

	<i>qu</i>	<i>or</i>	<i>ab</i>	<i>an</i>	<i>hy mt</i>	<i>di mt</i>
	13	9	43	20	—	15
Quarzdiort	14	12	35	15	15	9
Oligoklasit, Presten	12	11	52	18	7	—

Im grossen und ganzen steht er zwischen dem Oligoklasit von Presten und dem Quarzdiorit, aber vom letzteren ist er etwas entfernter. Im amerikanischen System fällt er zwischen den Tonalit und den Andesit, was seiner Zusammensetzung gut entspricht.

Ein jedes Zeichen weist darauf, dass wir es mit einem aus gemischtem Magma stammenden Gestein zu tun haben.

Phyllitartiger Porphyritoid, Szárdoka.

Er kommt am südlichsten Punkte des beschriebenen Abschnittes, am nächsten zum Mitteltriaskalk vor. Sein eruptiver Charakter konnte nur durch detaillierte Untersuchungen festgestellt werden. Er hat einen ganz phyllitischen Habitus und ist ein violettbraunes, dichtes Gestein, dessen leicht absonderbare dünne Lamellen einen Seidenglanz besitzen. Auf seinen Querbrüchen sind ziemlich viel, aber höchstens 0·5 mmige graulichweisse Feldspatkörnchen wahrnehmbar.

Die mikroskopische Untersuchung zeigt, dass wir es mit einem metamorphen Gestein von ursprünglicher Brockenstruktur zu tun haben. Die Grundmasse ist ganz, aber sehr ungleichmässig umkristallisiert und felsitisch geworden. Die Kör-

ner des *Felsits* sind stellenweise nur μ μ -isch, während sie in unmittelbarer Nähe die Grösse eines μ erreichen. Die einzelnen Felsiteile von verschiedener Korngrösse besitzen häufig eine bestimmte Form, so, dass die Grundmasse aus verschiedenen Stücken aufgebaut erscheint. Die Umwandlung ist aber so gross, dass man die Grenzen der einzelnen Teile nur selten wahrnehmen kann; an den meisten Stellen übergehen sie unbemerkt in einander. Im Felsit erscheint auch eine geringe Menge *Serizit*, der in der Schieferungsebene ganz unregelmässig gelagert ist, während er in Quer und Längsbrüchen der Streckungsrichtung genau folgt. Die für das Gestein sehr charakteristischen limonitisch-haematitischen Streifen ziehen sich auch in der Schieferungsebene genau in einer Richtung, wahrscheinlich die ursprüngliche Schichtungsrichtung zeigend. Diese Richtung fällt mit der Richtung der Streckung nicht zusammen. In den Eisen-erzstreifen ist auch *Titanit* und *Epidot* vorhanden.

Die zahlreichen aber kleinen *Plagioklasbruchstücke* sind grösstenteils gänzlich umgewandelt, sie wurden zu einen feinfilzigen *Serizithaufen*, in dem ein wenig *Epidot* immer vorhanden ist, aber manchmal auch *Quarz*, *Zoisit* und *Albit* bestimmt werden kann. Die Gestalt der Pseudomorphosen, wenn diese die ursprüngliche Feldspatform getreu wiedergeben, ist ganz unregelmässig. Die wenigen übriggebliebenen Feldspatbrocken sind mit *Serizit* stark durchwoben. Die Weissglimmerschüppchen und Fäden umgeben strahlenförmig einzelne kleinere Relikte. Interessant ist, dass in den Aggregaten der *Serizit* die *Epidotkörner* auch häufig ebenso strahlenförmig umgibt. In der aus den gesammelten Exemplaren angefertigten Dünnschliffserie fand ich nur einige Stellen, an welchen ich das optische Verhalten des Feldspates wenigstens annähernd bestimmen konnte. Diese Daten lassen auf neutralen Plagioklas (um den Andesin) schliessen.

Auch *Quarz*fragmente kommen in geringer Menge vor, aber ausgewalzte, gestreckte Quarzaggregate sind häufiger. In einigen Fällen beobachtete ich auch auf Porphy Quarz zeugende Eigenschaften. Der sich im Gestein befindende *Chlorit* ist gleichmässig verteilt, aber nicht einmal dort, wo er in kleineren Aggregaten versammelt ist, kann man von der ganz zufälligen Gestalt auf das ursprüngliche feinsche Mineral nicht schliessen.

In diesen Porphyritoiden kommen spärlich auch kleine, fremde Einschlüsse vor, von den ich *Granophyr* und ein *Quarzit*stückchen bestimmen konnte. Die übrigen Einschlüsse waren bis zur Unkenntlichkeit zusammengedrückt und umgewandelt.

Von den wenigen uns zu Gebote stehenden physiographischen Daten können wir darauf schliessen, dass dieses Gestein der Tuffirgend eines saureren Porphyrits sein könnte. Seine chemische Analyse ist:

Originalanalyse		Mol. %
SiO_2	66.51	72.25
TiO_2	1.19	0.97
Al_2O_3	15.29	9.77
Fe_2O_3	2.32	3.78
FeO	2.09	
MgO	2.12	3.46
CaO	3.09	3.60
Na_2O	3.14	4.34
K_2O	1.93	1.83
+ H_2O	2.61	—
— H_2O	0.14	—
Summe		100.43
		100.00

Der ursprüngliche Al_2O_3 Überschuss (*T*) beträgt 1.55 Molekularprozent. Weil die Serizitisierung wirklich grosszügig ist, überhaupt bei den Brocken der Feldspateinsprenglinge, ergänzte ich die Alkalien mit dem ganzen *T*. Die Ergänzung von K_2O und Na_2O habe ich in der von OSANN im sekundären *T*-Falle empfohlenen Weise (D. chem. Faktor etc. I. P. 16. Hdlbg. 1919) in dem Verhältnis vorgenommen, was die Bauschanalyse gegeben hat.

Charakteristisch sind die Verhältnisse der Mol. %, die zeigen, wie sehr sich dieses Gestein von den übrigen Gesteinen des Savóser Profils unterscheidet:

(*Mg Fe*) O:

Bas: SiO_2 CaO + Alk MgO: CaO CaO: Alk CaO: Na_2O K_2O : Na_2O Alk: Al_2O_3
 1:28 1:12 1:1 1:15 1:12 1:23 1:18

Die grösste Verwandtschaft zeigt er mit dem Tuffporphyritoid und dem grobporphyrischen Porphyritoid von Szakadás.

von welchen ich bemerkte, dass bei ihnen das Abnehmen des Na_2O sehr wahrnehmbar ist. Dabei ist unleugbar, dass zwischen diesem Gestein und den Oligoklasgesteinen ein gewisser Übergang besteht.

Typenwerte:

	<i>s</i>	<i>A</i>	<i>C</i>	<i>F</i>	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>f</i>	<i>n</i>	Reihe
	73.22	6.17	3.60	7.24	11	6.5	12.5	7.0	β
24. Typ. Sant.	71.61	6.86	3.59	7.66	11.5	6	12.5	6.4	β

Auf Grund dieser Werte, abgerechnet den *s* Wert, finden wir noch eine kleine Verwandtschaft mit den vorigen Gesteinen und zwar in erster Linie mit dem Szakadäser Tuffporphyritoid. Der Unterschied im *k* Werte ist aber so gross, was die Verwandtschaft auf das Minimum reduziert. Er stimmt mit dem in OSANNS Tabelle in den 24. Typus gehörenden Hypersthenandesit von Santorin überein, dem sein Typus wirklich sehr ähnlich ist, auch hier den *s* Wert ausgenommen, der bedeutend grösser ist. Es muss bemerkt werden, dass NIGGLI den Andesit von Santorin in das zu den dioritischen Magmen gehörende Plagioklasgranitmagma reiht. Gross ist die Abweichung von den übrigen Gesteinen des Savós auch jenes Verhältnis betreffend, welches zwischen den höchst silifizierten Molekülen und der sämtlichen Kieselsäuremenge besteht; verschieden ist aber auch das Verhältnis zwischen sämtlichen Feldspatkernen und dem *s*.

	$6A:s$	$6A+2C:s$
	1:2	1:1.7
Amphibolandesit	1:2.1	1:1.5
Quarzporphyrit	1:1.8	1:1.5

Die Alkalifeldspatkerne betreffend, erhalten wir also bei den Andesiten ähnliche Zahlen, nur ist für diese die grosse Verminderung der Werte beim zweiten $(6A+2C:s)$ Verhältnisse charakteristisch.

Familienwerte:	<i>s</i>	$A_6 C_2 F$	<i>k</i>
	73.22	51.46	1.42
Quarzporphyrit	72.84	51.59	1.33
B. A. porphyrit	69.23	57.11	1.21

Wenn wir diese Werte mit denen der früheren Porphyritoiden vergleichen, fällt uns der grundlegende Unterschied be-

treff der *s* und *k*-Werte sofort auf. Aber in die Familie der Quarzporphyrite passt das Gestein ganz gut hinein. Der grosse Kieselsäurekoeffizient gibt uns aber den Gedanken ein, dass der Al_2O_3 -Überschuss uns das Bild der infolge der Metamorphose weggeführten Alkalienmenge nicht getreu zurückgibt, es wurde also vielleicht etwas mehr weggeführt, als die jetzige Tonerde-Übersättigung.

OSANNISCHE Parameter:

	<i>SAIF</i>			<i>AlAlk</i>			<i>NK</i>	<i>MC</i>	<i>Si O₂</i>
	23.5	3	3.5	15	5.5	9.5	7.0	4.9	66.51
59. Granit . .	23.5	3	3.5	15.5	5	9.5	7.1	4.3	64.83
623. Andesit .	23.5	3.5	3	15	5.5	9.5	8.1	3.2	67.04
Quarzporphyr	23.5	3.5	3	15	6	9	6.7	3.1	

In der OSANNISCHEN Tabelle stimmt er auf Grund des *SAIF*-Verhältnisses mit dem 59. Sodagranit, Upham N. Brunswick, auf Grund des *AlAlk* Verhältnisses mit dem 623. Hypersthenandesit von Stanford (Alaska) genau überein. Er steht aber auch dem Prestener Oligoklasit sehr nahe, was dessen Quarzgehalt ganz gut begründet. Wenn wir diese Parameter als Familienwerte betrachten, müssen wir wiederholen, dass er nur in die Quarzporphyritfamilie passt.

Molekularwerte:

	<i>si</i>	<i>qz</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>m</i>
	270	+ 78	36.5	27	13.5	23	.29	.47	4
3. Quarzdiorit	260	+ 70	39	24.5	14	22.5	.28	.50	4

Auf Grund dieser Werte, passt er am besten in das quarzdioritische Magma und mit einem die meiste Kieselsäure enthaltenden Glied desselben, dem 3. Biotitquarzdiorit von Electric Peak (Yellowstone) zeigt er eine grosse Übereinstimmung. Wir müssen jedoch bemerken, dass er auch mit mehreren Gliedern des adamellitischen Magmas, besonders mit den weniger Kieselsäure enthaltenden Gliedern auch viele verwandtschaftliche Züge aufweist. So, dass man sagen kann, dass er zwischen beiden Magmen steht. Der Wert des Alkaliverhältnisses (*k*) weist aber unbedingt zum quarzdioritischen Magma hin. Das Verhältnis der Molekularwerte zu einander sagt uns aber nicht dasselbe:

	<i>c:fm</i>	<i>c:alk</i>	<i>c:al</i>	<i>fm:al</i>	<i>alk:al</i>	<i>6alk:si</i>
	1:2	1:1.7	1:2.7	1:1.3	1:1.5	1:1.9
Quarzdiorit	1:1.6	1:1	1:1.6	1:1	1:1.6	1:1.9
Adamellit	1:1.8	1:2	1:3	1:1.6	1:1.4	1:1.2
Tuffporph. Szak. .	1:1.9	1:1.7	1:2.4	1:1.2	1:1.3	1:1.7

In Betreff dieser feinsten Verhältnisse steht er aber näher zum Chemismus des adamellitischen Magmas, als zu dem des Quarzdiorites. Unter den vorigen Gesteinen zeigt er die nächste Verwandtschaft mit dem Tuffporphyritoid des Szakadásberges.

Amerikanische Norm:

	<i>qu</i>	<i>or</i>	<i>ab</i>	<i>an</i>	<i>hy mt</i>	<i>di mt</i>
	23	16	35	16	—	10
Quarzdiorit	13	13	36	17	13	8
Adamellit	28	20	30	10	10	2

Auf Grund dieser *magmatischen Mineralienreihe* besteht schon gar keine Verwandtschaft mehr zwischen diesem Gestein und den übrigen Gesteinen des Savós. Aber es passt gut in das quarzdioritische Magma, dessen Typus sich sozusagen nur in der geringeren Menge des freien Quarzes unterscheidet.

Im amerikanischen System fällt es in den *Dacos Subrang*, was dem gegebenen Chemismus dieses Gesteins gut entspricht.

Wenn wir jetzt sämtliche beobachtete und aus der Analyse folgende Eigenschaften in Betracht nehmen, so erscheint daraus, dass der ursprüngliche Quarzgehalt dieses Gesteins wahrscheinlich geringer war, und nur infolge der Wegführung der Alkalien und eventuell einer gewissen Quantität von *CaO*, erhöhte sich die mol. prozentuale und relative Kieselsäurequantität. In seiner heutigen Zusammensetzung müssen wir es für einen sauren Quarzporphyrit halten.

Zusammenfassung.

Das auch im bedeckten Zustande interessante petrologische Profil des Savóstales zeigt, dass die eruptive Serie mit Porphyritoiden beginnt, die Hauptmasse besteht aus neutralen Gesteinen, der oberste Teil ist wieder ein saures Gestein. Obzwar zwischen beiden sauren Randgesteinen auch grosse Unterschiede

bestehen, nämlich das Gestein der Talsohle steht dem Quarzporphyr am nächsten, während der obere Teil mit dem besten Willen nur Quarzporphyrit ist, so ist diese schieferige Gesteinsreihe doch im grossen und ganzen symmetrisch, wenn wir dazu nehmen, dass circa in der Mitte der Serie die Schieferreihe eines von den übrigen ganz abweichenden Gesteins: des grünen Porphyritoids steht. Dieses mittlere Glied, welches aus einem amphibol- oder pyroxenhältigen (oder beide enthaltenden) Porphyritoid abstammt, wird an beiden Seiten von solchen Porphyritoiden begrenzt, die an Alkalien, insbesondere aber an Na_2O sehr reich sind.

Diese im grossen und ganzen symmetrische Lagerung können wir mit ein wenig Fantasie so erklären, dass wir als Basis eine grosse Falte annehmen, aber da mir diesbezüglich noch nicht genügende Beobachtungen zu Gebote stehen, begnüge ich mich einstweilen mit der Fixierung der Tatsachen. Soviel erwähne ich aber, dass diese angenommene Falte nur überkippt sein kann, wenn das karbonische, untertriadische und mitteltriadische Alter der am oberen und unteren Teile des Tales befindlichen Kalksteinmassen vollkommen bewiesen wird. Ich habe nämlich erwähnt, dass diese Porphyroid-Porphyritoidgruppe, ihr Lagerungsverhältnis als Basis nehmend, sich unter dem Untertriaskalk, aber über dem Mitteltriaskalk befindet.

Aber im Aufschluss des Tales gibt es auch jüngere Eruptive als diese gepressten Arten und zwar im unteren Teile des Szárdoka am Csavarós, welche die gepressten metamorphen Eruptive durchgebrochen haben und an denen sich die Wirkung der Pressung nur in kleinem Masse zeigt. Diese Oligoklasporphyrite sind wahrscheinlich (!) jünger als der Mitteltriaskalk, wenn ich die Analogie vom Vorkommen der ähnlichen Gebilde des Barátsággartens betrachte.

Hier kann auch ein interessantes geologisches Problem aufgeworfen werden, in jener Hinsicht nämlich, dass die jüngeren Oligoklasporphyritausbrüche dort stattgefunden haben, wo die alten Oligoklasporphyrite gewesen sind. Hier könnte man jene Hypothese aufstellen, dass zur Zeit des jüngeren Aufbruchs die wahrscheinlich bereits bis zu einem gewissen Masse gepressten älteren Eruptivgesteine sich noch auf ihrem ursprünglichen

Platze befanden, und erst darnach fanden die Überschiebungen statt. Die physiographischen Untersuchungen beweisen auch, dass auch nach der Bildung der jüngeren Oligoklasporphyrite Pressungen hervorrufende tektonische Bewegungen stattgefunden haben.

In der stark gepressten Serie sind die den grössten Teil des Abschnittes ausfüllenden neutralen Gesteine die wichtigsten, die, mit Ausnahme des grünen Porphyritoids, einen einander sehr ähnlichen Chemismus aufweisen. Wenn wir noch den grobporphyrischen Porphyritoid eventuell als ein gepresstes Relikt eines Amphibolporphyrits betrachten, so stammen doch die übrigen alle aus Oligoklasgesteinen. Aber auch dieser eventuelle Amphibolporphyrit zeigt sehr viele verwandtschaftliche Züge, so, dass er von den übrigen nicht scharf abgegrenzt werden kann.

Die Daten, die uns aus ihrer Physiographie zu Gebote stehen, zeigen, dass der lichtgraue Porphyritoid vom unteren Teil der Csavarósheine (2) und der Oligoklasporphyrit des unter dem Szárdokaberg befindlichen Csavarósheines (4) bestimmt Massengesteine sind. Wahrscheinlich massig ist der grüne Porphyritoid des mittleren Teiles des Savós (6). Einen Tuffursprung besitzt der graue Tuffporphyritoid der Csavarósheine (3), der dunkle Tuffporphyritoid der Szakadásheine und der den Porphyrit des Csavarósheines begleitende Oligoklasporphyrituff (5). Der grobkörnige Porphyritoid im oberen Teile des Savós ist wahrscheinlich Tuff gewesen (8), wie auch der phyllitartige Porphyritoid des obersten Teiles (9).

Bei der Berechnung der Bauschanalysen nach chemischen Methoden, resp. bei der Erläuterung der gewonnenen Werte bildet eine Schwierigkeit, dass ein Teil der Alkalien im Laufe der starken Metamorphose ganz bestimmt weggeführt wurde. Dies verursacht bei der relativen, berechneten Quantität der einzelnen Oxyde Wertverschiebungen. Über die Menge der weggeführten Alkalien orientiert uns nicht einmal der Al_2O_3 -Überschuss immer genügend, denn z. B. bei OSANNS Methode wird nach der Bindung der Alkalien der Rest der Tonerde so lange an Kalk gebunden, so lange CaO vorhanden ist. Auf Grund der Analogie des Chemismus ähnlicher, aber frischer Ge-

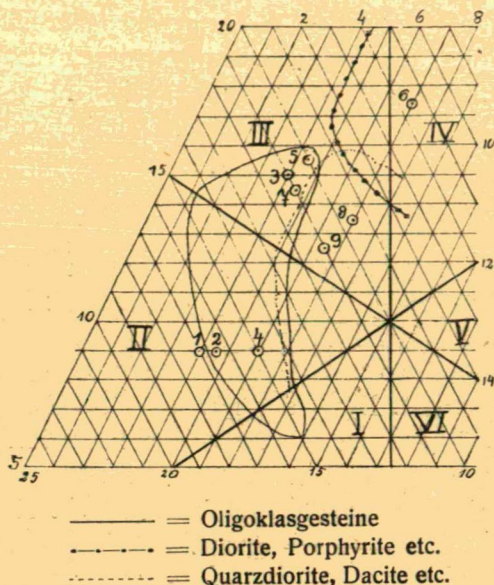
steine scheint es wahrscheinlich zu sein, dass ein Teil des CaO kein Anorthitmolekül, sondern ein femischer Mineralbestandteil gewesen ist. Trotzdem sehen wir, dass bei einem grossen Teil dieser Gesteine gar kein CaO zur Bildung der femischen Mineralienkerne (F), oder der magmatischen femischen Mineralien gelangt. Wo solcher auch dahin gelangt, dort ist seine Quantität um vieles weniger, als wir es auf Grund der physiographischen Daten erwarten würden.

Diese und ähnliche Schwierigkeiten sind bei solchen metamorphen Gesteinen zwar natürlich, doch wir müssen damit im reinen sein, dass wir bei unseren Folgerungen wahrscheinlich kein ganz klares Bild erhalten, so z. B. auch die relative und die freie Kieselsäure betreffend. Denn der mit dem Tonerde-Überschuss unersetzbare Alkalienverlust verursacht besonders in dieser Hinsicht Abweichungen, weil er die Quantität derselben sehr vergrössert. Ein jedes verlorene Alkalimolekül hat die Befreiung von 6 Kieselsäuremolekülen zur Folge.

Die durch die Schwierigkeiten verursachten Abweichungen sind aber doch nicht so gross, um den Überblick und die Vergleichung zu verhindern. Dies folgt nicht nur daraus, dass die Daten der Analysen den physiographischen Folgerungen im Grossen gut entsprechen, sondern auch daraus, dass ich auf die verwandten Gesteinsgruppen — mit geringer Ausnahme — sicher hinweisen konnte. Diese Abweichungen konnten also den wirklichen Chemismus der Gesteine nicht verdunkeln. /

Die Verschiedenheit resp. Zusammengehörigkeit der beschriebenen Gesteine äussert sich auf Grund der Projektionsmethoden sehr gut. Die Projektionswerte sind die folgenden:

	a	c	f	si	ξ	η	ζ	ϑ_{011}	k	ck
1. Porphyroid, Szakadás	17	4	9	341	75	50	39	8.2	.40	.17
2. Hellgrauer Porphyritoid, Csaváros	16.5	4.5	9	243	74	51	41	6.7	.14	.21
3. „ Tuffporphyritoid „	11	4	15	230	57	43	34	6.7	.12	.28
4. Olig. porphyrit, Csavárosgraben .	15	6	9	239	69	57	45	8.2	.15	.28
5. „ „ Tuff „	10	4.5	15.5	203	54	50	40	7.1	.20	.31
6. Grüner Porphyritoid, Savós .	5.5	7	17.5	207	42	49	33	11	.18	.53
7. Dunkler „ Szakadás	11	4.5	14.5	201	58	48	38	6	.13	.27
8. Grobporph. „ Ob. Savós	9.5	7	13.5	213	56	55	40	10.6	.16	.42
9. Phyllitart. „ „ „	11	6.5	12.5	270	59	50	36	9.6	.29	.37

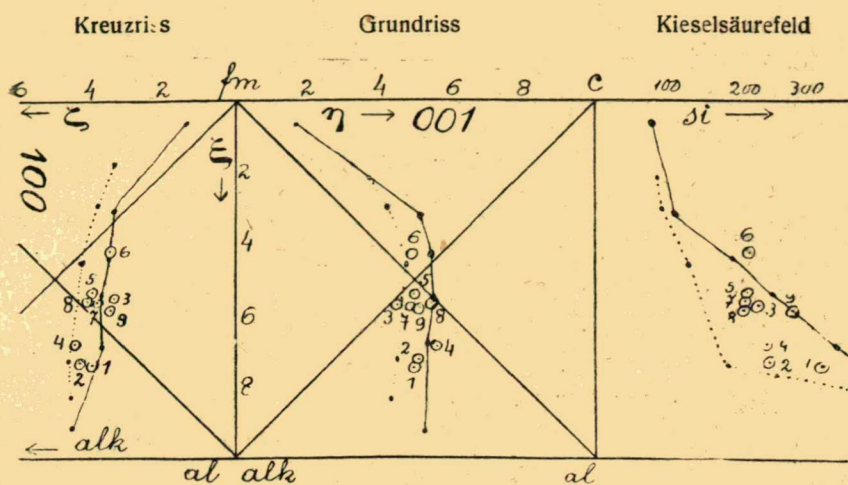


Osann'sche Dreieckprojektion.

Eine interessante Gruppierung zeigen diese Gesteine im OSANN'schen ACF Dreiecke. Der Porphyroid (1) und die massigen Porphyritoide (2, 4) stehen in der Mitte des II. Sextanten, dort, wo die Felder des Rhyoliths und des Trachyts sich berühren; die 2 letzteren fallen in das Feld der Oligoklasgesteine, der Porphyroid steht genau an deren Grenze. Die Tuffporphyritoide stehen ganz abgesondert; von diesen bekamen die 3 Oligoklasgesteine (3, 5, 7)

ihren Platz am Rande des Trachytfeldes, auf der Seite des Diorit-Andesit und Quarzdiorit-Dacit-Feldes; der grobporphyrische und der phyllitartige Porphyritoid (8, 9) befindet sich schon im Quarzdiorit-Dacitfelde. Im ganzen Grossen bilden aber diese Tuffporphyritoide eine zusammengehörige Gruppe, und zwar in der Mitte des III. Sextanten. Der grüne Porphyritoid von mittleren Teile des Savóstales endlich befindet sich am Rande des IV. Sextanten im reinen Andesitfelde. Bei den Tuffporphyritoiden kann diese Lage eventuell auf fremde Einschlüsse zurückgeführt werden, welch' fremde Einschlüsse aber infolge der hochgradigen Umwandlung und eventuell wegen ihrer aussergewöhnlichen Feinheit nicht immer wahrgenommen und abgesondert werden können, obzwar ich auf die Reinheit des zu analysierenden Materiales eine grosse Sorgfalt verwendete.

Im NIGGL'schen Konzentrationstetraëder gruppieren sich – nach der BECKESchen Würfelprojektion – die Stellen dieser Gesteine grösstenteils ebenso, wie im OSANN'schen Dreieck. Im *Kreuzriss* fällt auf Grund der Koordinaten ξ und ζ ein jedes Gestein in das alk-al-fm Dreieck, alle sind von der Feldspatlinie



—— pazifischer Schwarm - - - - - atlantischer Schwarm

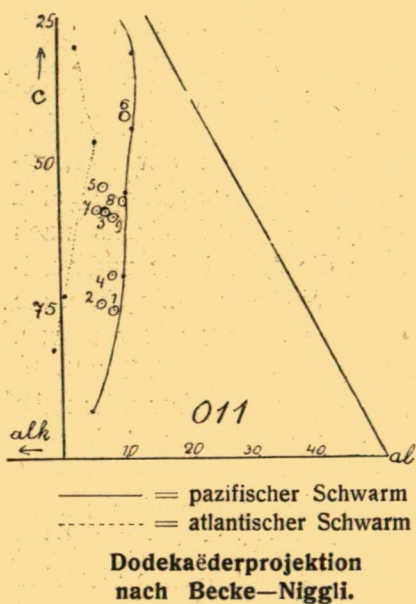
Würfelprojektion des Konzentrationstetraeder, nach Niggli—Becke.

links gelagert und zwar im grossen und ganzen in drei Gruppen. Die Mitglieder der einen Gruppe: der Porphyroid (1), die zwei massigen Porphyritoide (2, 4) sind von der Mittellinie des erwähnten alk-al-fm Dreiecks nach links verschoben; sie fallen zwischen die atlantische und pacifische Sippe, so aber, dass der Porphyroid dem pacifischen, die zwei Oligoklasgesteine dem atlantischen Strang näher stehen. In der zweiten Gruppe sind die Tuffporphyritoide (3, 5, 7, 8, 9) dicht neben einander, rechts von der Mittellinie, aber sehr nahe zu derselben, gelagert; sie stehen dem pacifischen Schwarm näher, ja es wurde sogar der erste (3) und der letzte (9) Aussenseiter. Der grüne Porphyritoid von Savós endlich fällt, in einer ziemlichen Entfernung von diesen, genau in den Schwarm der pazifischen Gesteine und zwar in die dioritischen Gesteine nahe zum Amphibolpunkt.

Im *Grundriss* sehen wir eine ähnliche Gruppierung; nur als Aussenseiter zeigen sich hier der Oligoklasporphyrit vom Csavarósgraben (4) und der grobporphyrische Porphyritoid vom Oberlaufe des Savósteles (8) und zwar an der Seite des pazifischen und der Tuffporphyritoid von der Csavarósberglehne (3) an der Seite des atlantischen Schwarmes. Übrigens lagert sich die zweite Gruppe beinahe genau in der Mitte von 001.

Im *Kieselsäurefeld* erhalten wir ein etwas verschiedenes Bild, weil der Porphyroid infolge seines grossen Kieselsäuregehaltes in eine ziemliche Entfernung von der ersten Gruppe fällt, und zwar genau in die Mitte zwischen den atlantischen und den pazifischen Strang. Der grösste Teil der zweiten Gruppe befindet sich im Syenitfeld, nur der im obersten Teil des Savós vorkommende phyllitartige Porphyritoid zog sich beinahe bis zum Granodioritfeld, aber an der Aussenseite. Der grüne Porphyritoid bewahrt auch hier seinen separaten Platz, er wurde gleichfalls ein Aussenseiter. Er steht zum Quarzdioritfeld am nächsten.

Auf der 011 Fläche der Dodekaëderprojektion sind die erwähnten drei Gruppen ebenfalls vorhanden, und interessant ist, dass aus der ersten Gruppe nur der Porphyritoid der Csavarósléne (2), aus der zweiten Gruppe aber nur der dunkle Tuffporphyritoid der Szakadásléne (7) und der Oligoklasporphyrituff (5) des Csavarósgrabens vom pazifischen Schwarm gegen den atlantischen etwas stärker verschoben ist, so, dass sie sich in der Mitte zwischen beiden befinden. Die übrigen sind in der Nähe des pazifischen Stranges, aber alle sind ein wenig links davon, ausgenommen den grobporphyrischen Porphyritoid, der genau in die Linie der pazifischen Gesteine fällt. Der



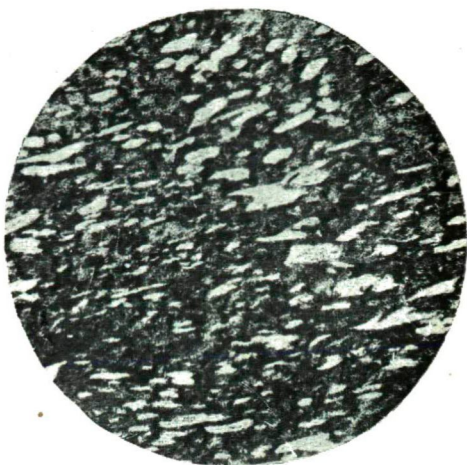
Platz der zweiten Gruppe befindet sich zwischen dem Syenit und dem Granodiorit; der grüne Porphyritoid steht zum Quarzdiorit am nächsten.

Die charakteristische Eigenschaft des grösseren Teiles dieser Gesteine ist das gegenseitige Verhältnis der feldspatbildenden Elemente. Man bekommt daher ein gut entsprechendes Bild, wenn man die Molekularverhältnisse der zur Feldspatbil-

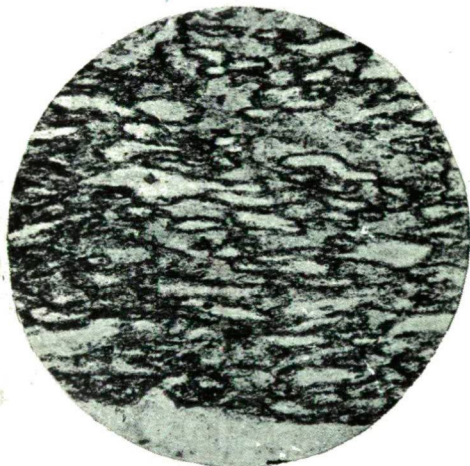
S. v. Szentpétery: Eruptivserie im Savóstate.



1.



2.



3.



4.

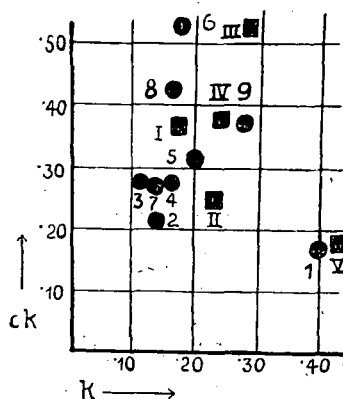


5.



6.

nung nötigen CaO - und Alkalien-Molekülen als Projektionswerte verwendet. Zur Projektion dient also der NIGGLISCHE k Wert $\left(\frac{\text{K}_2\text{O}}{(\text{KNa})_2\text{O}}\right)$ als Abscisse, als Ordinate aber habe ich den Molekularwert: $ck \left(\frac{\text{CaO}}{\text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3}\right)$ ausgerechnet.



K-ck-Diagramm

Auf Grund dieser Werte erscheinen die Natronporphyritoide (2, 3, 4, 5, 7) in einem rechtwinkligen Diagramm, der verschiedenen Zusammensetzung der beschriebenen Gesteine entsprechend, von den anderen Porphyritoiden (6, 8, 9) und vom Porphyroid separiert. Die Natronporphyritoide stehen zum Typus des Oligoklasit (I)- und Trondhjemitmagmas (II) am nächsten. Unter den anderen Porphyritoiden fällt der grüne Porphyritoid (6) in die Nähe des normalen Diorit (III)-, der grobporphyrische (8) aber am nächsten des Oligoklasit (I)-, der phyllitartige (9) schliesslich neben den Quarzdiorit (IV)- Magmatypus. Zu den Gesteinen der Kalireihe ist der Porphyroid (1) am nächsten, er steht an der Grenze der Kali-Natronreihe und fällt mit dem Typus des Tasnagranitmagmas (V) beinahe zusammen.

Diese Projektionsmethode entspricht also der Natur dieser Gesteine ganz gut und macht auch die Verwandtschaft mit den grossen Gesteinsfamilien anschaulich. Eine OSANN'sche K Na Ca Dreieckprojektion gibt keine solche gute Übersicht, obwohl die Serie der Natronporphyritoide auch hier einheitlich ist:

Diese Projektionsmethode entspricht also der Natur dieser Gesteine ganz gut und macht auch die Verwandtschaft mit den grossen Gesteinsfamilien anschaulich. Eine OSANN'sche K Na Ca Dreieckprojektion gibt keine solche gute Übersicht, obwohl die Serie der Natronporphyritoide auch hier einheitlich ist:

Szeged, Jänner 1929.

Erklärung der III. Tafel.

1. Oligoklasporphyrit, Csavarósgaben, Fluidale Struktur, Vergr. 16-fach. Mit 1 Nic.
2. Porphyroid, Szakadásberglehne, Tuifstruktur, in der Schieferungsebene. Vergr. 62-fach. Mit 1 Nic.

3. Derselbe. Schiefer Durchschnitt eines gepressten Bimssteinstücks, senkrecht zur Schieferung. Vergr. 92-fach. 1 Nic.
4. Grüner Porphyritoid, Savóstal. Glimmerisierende Feldspate, in der Schieferungsebene. Vergr. 62-fach. + Nic.
5. Grobporphyrischer Porphyritoid, Oberes Savóstal. Glimmerisierender zerdrückter Feldspat und schwammartig umkristallisierende Grundmasse, in der Schieferungsebene. Vergr. 16-fach. + Nic.
6. Derselbe. Zerdrückter Feldspat und in Feldspathineingepresste Amphibolpseudomorphosen, schief zur Schieferung. Vergr. 12-fach. + Nic.

Mitteilung aus dem

Mineralogisch-Geologischen Institut der Universität Szeged.

Direktor : Prof. S. v. SZENTPÉTERY.

Der Etnausbruch im Jahre 1928 und sein Gestein.

von vitéz Dr. E. LENGYEL.

(mit 1 Tafel und 1 Textfigur.)

Durch die Unterstützungen seiner Excellenz, des Herrn Kultus- und Unterrichtsministers, ferner unserer Universität, sowie auch des Vereins der Freunde unserer Universität, kam ich in die angenehme Lage, dass ich zum Studium des im November 1928 stattgefundenen katastrophalen Etnausbruchs und zur Beobachtung seiner noch anfangs Dezember anhaltenden, zwar nicht mehr so grosszügigen vulkanischen Tätigkeit, auf vier Wochen nach Italien reisen konnte. Es sei mir erlaubt, auch hier meinen innigsten Dank für diese Unterstützungen auszusprechen.

Mein Zweck war das Kennenlernen der tatsächlichen Vorgänge des Vulkanismus und der vor unseren Augen stattfindenden Bildung der Gesteine, auf Grund der Beobachtung noch ganz frischer Produkte des Ausbruchs, und seiner noch ganz intensiven postvulkanischen Tätigkeit. Für den Petrographen ist das unmittelbare Erkennen dieser Vorgänge eine unerlässliche Notwendigkeit, ohne deren Kenntnis er im Reiche der toten Gesteine kaum eine sichere Schlussfolgerung ziehen, und sich im räumlichen und zeitlichen Nacheinander der petrogenetischen

Vorgänge und in der Ursache ihres Zusammenhanges nicht richtig orientieren kann. Die neugebildeten Krater waren bei meiner Ankunft noch in Tätigkeit; die Lava brach in geringen Mengen zeitweise an die Oberfläche, wodurch die Umstände der Gesteinsbildung, sowie auch die postvulkanische Tätigkeit der mächtigen im Auskühlen begriffenen Lavamasse mir ein ungemein lehrreiches Beobachtungsmaterial geboten haben.

Die bisherige Tätigkeit des Etna.

Die einen Umfang von 160 km. besitzende und 3300 m hohe Etnakuppe ist ringsherum von Sedimentgesteinen umgeben; im N und W ziehen sich in grösserer Entfernung von ihm die aus Granit und krist. Schiefer bestehenden Urgebirge (?) der Monti Peloritani und Caronie, sowie die Monti Madonie dahin, auf welche mesozöischer Kalkstein und tertiäre Sedimente gelagert sind. Diesen Schichtenkomplex charakterisiert eine starke Dislokation, welche besonders in den stufenförmigen Verwerfungen und der unruhigen, von häufigen Erdbeben gestörten Lagerung der Kalksteinufer von Messina und Taormina zum Ausdruck kommt. Im S und SO ruhen auf älteren Sedimenten tertiäre Gesteine, welche sich gegen Süden mit sanften Lehnen, oder auch steil, mit malerischen Felswänden in die Fluten des ionischen Meeres senken. Nach den Daten der historischen Geologie wurde die Sedimentzone der südlichen Teile Siciliens durch tektonische Vorgänge in der zweiten Hälfte des tertiären Zeitalters vom ganz identisch aufgebauten Gebiete Maltas und des nordafrikanischen Ufers getrennt.

Im Norden grenzt der weisse Alcantara, im Süden der von seinen Wasserfällen berühmte Simeto-Fluss in einer scharfen Bruchlinie die jungen (tertiären, quartären) Sedimente von den Basaltmassen des schon vor längerer Zeit erloschenen Vulkangebietes ab, welche den einst ausgedehnten Golf von Sicilien langsam ausfüllten und im Laufe der Jahrtausende das Fundament des gigantischen Etnakegels gebildet haben.

Unter dem heutigen, einen zentralen Charakter besitzenden Kegel breitet sich eine ältere Zone aus, deren erloschene Krater, Basaltnecke, ringsumher, aber besonders im Süden, in

der Umgebung von Aci, Paterno, di Motta, S. Anastasia, gut beobachtet werden können. Ja die Trümmer der berühmten Basaltnecke von Paterno gelangten sogar zwischen den quartären Ton und die Konglomerate.

Der zentrale Etnakegel ist ein durch Eruptionen vom Strombolitypus (Asche, Lapilli, Lava) aufgebauter Stratovulkan, der mit seiner gigantischen Ausdehnung den ganzen Golf von Neapel bis Ischia und Capri ausfüllen könnte. Die klimatischen Stoffe spielten früher eine bedeutendere Rolle; in den letzten Jahrhunderten aber beschränkte sich seine Tätigkeit hauptsächlich auf Lavabildung.

Abgesehen von den unzähligen Ausbruchsserien der prae-historischen Zeiten, besitzen wir die erste verlässliche Aufzeichnung eines Etnaausbruchs aus dem Jahre 693 v. Chr. Bis zum Jahre 1928, also in einer Frist von mehr als 2600 Jahren erinnert uns die Geschichte an 105 grosse Eruptionen.

Aus diesen Angaben lässt sich ein durchschnittliches Tätigkeitsintervallum von 23—24 Jahren berechnen, welches aber tatsächlich niemals mit regelmässiger Periodizität eingetreten ist. Das Intervallum zwischen den Ausbrüchen mittlerer und kleiner Intensität dauert nach der Statistik der letzten 3 Jahrhunderte durchschnittlich 5 Jahre. Als Ausbrüche mittlerer Intensität können auch die beiden letzteren, nämlich der vom Jahre 1923 und der von 1928 gelten, zwischen denen das Intervallum ebenfalls 5 Jahre gedauert hat. Nach neueren vulkanologischen Beobachtungen ist seine Aktivität im Steigen begriffen. Das Intervallum zwischen den grossen und mittleren Ausbrüchen wird immer kürzer und ihre Intensität nimmt allmählich zu.

Vor den bisherigen grossen Etnaausbrüchen meldeten sich Erdbeben von verschiedener Heftigkeit, beim Beginn der Eruption stiegen aus dem zentralen Krater mächtige Rauch- und Dampf Wolken empor, dann entstand an der Lehne des Vulkans eine mehrere km. lange radiale Spalte, längs welcher sich sofort adventive Krater bildeten, die aus lockerem vulkanischem und Oberflächenmaterial grössere und kleinere Kegel aufbauten, wobei dem am tiefsten gelegenen Kegel eine grosse Menge Lava entströmte.

Nicht bei jedem Ausbruch wurden Asche, Lapilli und Bom-

ben ausgestreut, manchmal aber traten diese in solchen Massen auf, dass sie berghohe parasitische Krater aufbauten. Am mächtigen Etnamantel sind mehr als 200 solcher Filialvulkane vorhanden.

Laut Aufzeichnungen war der Ausbruch des Jahres 1669 der heftigste. Damals entstand auf seiner Südseite, von der Spitze bis gegen Nicolosi, eine 15 km lange Spalte, wo aus den sich infolge der heftigen Explosionen anhäufenden Trümmern der Monte Rossi oder Rovinae aufgebaut wurde. Diesen lateralen Kratern entströmte in zwei Armen eine ungeheure Lavamenge, welche in einer Länge von 18 km abwärts fließend, nachdem sie mehrere grössere Städte und Dörfer vernichtete, neben dem Hafen von Catania das Meer erreichte. Die Asche des Hauptkraters gelangte, von den Winden getrieben, bis an die verschiedenen Gestaden des Mitteländischen Meeres.

Ausser den erwähnten 105 grossen Eruptionen wurden unzählige mittlere und kleinere Ausbrüche von der Geschichte aufgezeichnet. Bei diesen spielte, ausser dem den Ausbrüchen vorangehenden Erdbeben, hauptsächlich mässige Lavaergüsse die Hauptrolle. Ein jeder Lavastrom hat mit einer Gesteinsrippe zur Verfestigung des vulkanischen Baues beigetragen.

Die Schwankung und Lageveränderung der eruptiven Achse kann auch im Leben des Etna beobachtet werden. In der im Valle del Bove peripheral aufgebauten, von 1000 m hohen Felswänden umsäumten riesigen Caldera kann man einen erloschenen Krater vermuten, der eventuell auch gleichzeitig mit dem Hauptkrater tätig gewesen ist — was man am Kilauea und Mauna Loa beobachten kann; viel wahrscheinlicher erscheint aber die Annahme, dass sie sukzessive tätig waren: zuerst der Trifoglietto im Valle del Bove und erst dann der zentrale Etnakrater eine solche Sukzession der Tätigkeit kann man auch im Falle des Somma und des Vesuvio beobachten.

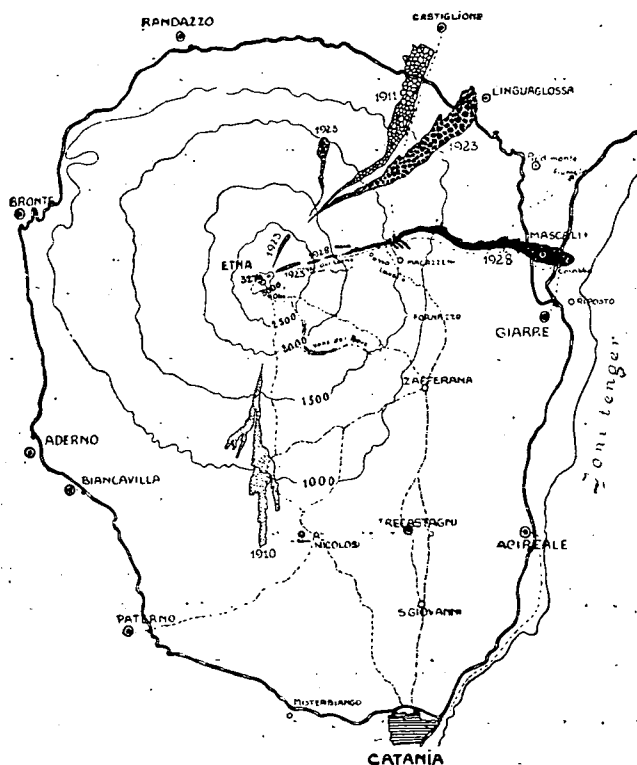
Der letzte Ausbruch des Etna.

Nach der skizzenhaften und wegen Raummangel kurzgefassten Besprechung der geschichtlichen Tätigkeit des Etna, beobachten wir den Vorgang seines letzten Ausbruchs.

Der Ausbruch begann am 2-ten November 1928 und am

Tage meines Eintreffens, am 4-ten Dez. nachmittags drangen durch die damals entstandene Krateröffnung von Naca noch geringe Mengen glutflüssiger Lava an die Oberfläche und man konnte eine beständige, starke Fumarolatätigkeit beobachten. Aber auch der bis zur Seeküste gelangte Lavastrom war noch heiss; über seinen glühenden Teilen leuchteten bei Nacht die aufsteigenden Dampfwolken glutrot.

Dieser Ausbruch vernichtete die blühende Stadt Mascali und zum Teil das Dörfchen Carabba. Über diesen Ausbruch von mittelmässiger Heftigkeit kann ich — teilweise nach meinen persönlichen Beobachtungen, teilweise aber nach den Daten und den Vorträgen des Leiters des geophysischen Observatoriums von Catania, Prof. Imbo in kurzer Zusammenfassung folgendes berichten:



Diesem Ausbruche ging kein stärkeres Erdbeben voran, nur die am 2-ten November nachmittags aufsteigenden starken

Rauch- und Dampfwolken, etwas Asche- und Lapillistreuen und das an der nördlichen Seite des Vulkans vernehmbare unterirdische Geräusch erregten die Aufmerksamkeit sowohl der Leitung des Observatoriums, als auch der Einwohnerschaft und deuteten darauf, dass der Etna aus seiner gewohnten, stillen Tätigkeit in eine aktive Eruptionsphase tritt. Am dritten begann die Tätigkeit des tiefer, als die zentrale Kuppe liegenden, sogenannten NO-lichen Kraters intensiver zu werden, und auf der mit einer 1—2 m dicken Schneeschicht bedeckten Lehne, am Nordabhang des Valle del Leone entstand in nördlicher Richtung eine radiale Spalte, welche an der Stelle des verschwundenen, grösstenteils zu Dampf gewordenen Schnees als dunkler Streifen wahrnehmbar wurde. Das geodynamische Observatorium zeichnete in diesem Zeitpunkte schwache, rhythmische Stösse auf, die gar keinen Schaden verursachten, deren periodische Wiederholung aber beachtenswert ist. Die Spalte zeigte den an die Ausbrüche des Etna gewöhnten Einwohnern jene Richtung an, welche die entströmende Lava wahrscheinlich einschlagen wird. In den Tälern unter der Spalte wurde mit der Räumung der Ortschaften auch sofort begonnen. In der Höhe von circa 2800 m erschien längs der entstandenen Spalte der erste kleinere adventive Krater, aus welchem unter lebhafter Gas- und Dampfentwicklung, von etwas Asche und Lapilli begleitet, auch Lava hervorquoll und sich auf der beschneiten Lehne abwärts wälzte. Das Zusammentreffen des Schnees mit dem glutflüssigen Magma ergab unter heftigen Explosionen ungeheure Mengen von Wasserdampf, welcher mit seinen Wolken die Region des Gipfels einhüllte, wodurch die weitere Beobachtung unmöglich wurde. Es ist selbstverständlich, dass diese Erscheinungen auf die Einwohnerschaft beängstigend wirkten.

Am 4-ten November, also am 3-ten Tage des Ausbruchs, entstand längs der radialen Spalte, in der Höhe von 2200 m ein neuerer Krater, welchem ohne Explosion sehr reichlich Lava entströmte und in Begleitung den vorigen ähnlicher Erscheinungen in das Tal hinabdrang. Im Abschnitte zwischen den beiden neu entstandenen Filialvulkanen bezeichnete eine heftige Fumarolatätigkeit und das plötzliche Schmelzen und Verschwinden des Schnees dem beobachtenden Auge die Richtung der verbor-

genen Verbindungsspalte. Die Instrumente des Observatoriums registrierten während dieser ganzen Zeit die periodische Wiederholung schwacher Impulse.

Der Ausbruch gelangte in eine, die Bevölkerung nahe berührende Phase, als tief unterhalb der Schneegrenze, in einer Höhe von cca 2000 m, bei N a c a, ober Fornazzo und Passo Cavallo, am 5-ten November nachmittags ein neuer Krater am unteren Ende der radialen Spalte entstand, welcher ungeheure Lavamassen produzierte. An der Stelle des Kraters bildeten sich am Rande des Waldes von Naca, ursprünglich in der Breite von 1 km 8—10 parallel verlaufende, von einigen cm bis 3—4 m breite Spaltensysteme, die sich zeitweise geöffnet, und geschlossen haben, und denen sehr viel Rauch, vulkanische Dämpfe und Gase entstiegen sind. An dem tiefliegendsten Punkte der breitesten Spalte der geborstenen und wankenden Erdkruste erschien, von einer kleineren Explosion und einer schwachen Detonation begleitet, die glutflüssige und aus der eigenen Schlacke ansehnliche Filialvulkane bildende Lava, die (*auf den Lehnen der Geringsten Lagepotenz*), in den tiefsten Furchen des Tales, nach den Bewegungsgesetzen der Flüssigkeiten, ihren vernichtenden Lauf begann.

Vom 6-ten bis zum 23-ten November, also nahezu 3 Wochen hindurch strömte die glutflüssige Lava an den Lehnen abwärts, gegen die Meeresküste. Die Geschwindigkeit ihrer Strömung, die in erster Linie mit ihrer dünnflüssigen Natur (Hawaiitypus) in Verbindung steht, betrug in den ersten Tagen 4—500 m, vom 4-ten Tag an einige Tage hindurch 2—300 m per Stunde. Dann begann die Geschwindigkeit sich allmählich zu vermindern, in den letzten Tagen bewegte sich die Lava kaum 1—2 m, am 23-ten November endlich blieb sie in einer Entfernung von 1·2 km von der Küste gänzlich stehen. Die Breite des mehr als 16 km langen Lavastromes schwankt, da sie sich immer im Zusammenhange mit der Oberfläche des Gebietes gestaltete. An manchen Stellen teilte sich der Strom in 2—3 Äste, doch es verblieb ein Hauptarm, der in den ersten Tagen mit seinen über die steileren Abschnitte hinabstürzenden Lavacascaden dem Beobachter ein schauderhaft schönes Schauspiel bot.

Die Breite des Lavastromes beträgt in seinem obersten

Laufe 40—50 m, im Mittellaufe 2—300 m, im Unterlaufe, auf dem unteren Teil des mit einer schiefen Lehne sich ans Meer absenkenden, unter dem Etnaniveau liegenden Gebietes mehr als 5—600 m. Dieser Umstand, sowie auch seine Lage besiegelte das Schicksal des blühenden Mascali, das auf einer sanften Lehne, in der Höhe von 150 m, auf einer sich ausbreitenden Talsohle liegt. Die Einwohner dieser 8000 Seelen zählenden, uralten Niederlassung konnten beizeiten fliehen, doch im Strome der alles vernichtenden Lava blieb — ausser einigen höher gelegenen Häusern — nicht einmal die Spur einer Stadt übrig. Wie ein riesiger, glutfüssiger „Gletscher“ mit einer ungeheueren Masse rötlichgrauer Schlackenmoränen, näherte sich der Lavastrom, der mit seinem umviderstehlichen Druck die prachtvollen Häuser und öffentlichen Gebäude wie Kartenhäuser vernichtete.

Dem Lavastrom fiel auch die Staatsbahn und die um den Etna führende Bahnlinie (Circumetnea) zum Opfer, welche erstere mit Umgehung der Lavastirne binnen 2 Wochen, mit Benutzung noch heissen Lavamaterials wieder hergestellt wurde. Bedeutend höher, bei Mascali-Nunziata, wo die um den Etna führende Bahnlinie durchbrochen wurde, führt ein provisorischer, mehrere hundert m langer, in glühende Schlacke gehauener, mit Sand von Paterno bestreuter Fussweg über den Lavastrom.

Die Oberfläche des Lavastromes ist überall von rötlichgrauer Schlacke bedeckt, weil durch die Verdunstung der Gebirgsfeuchtigkeit reichlich Gelegenheit zur Oxydation geboten wurde. Sublimierende Gase und Dämpfe, hauptsächlich viele (N H₃) Cl und P-Dämpfe haben in den ersten Tagen die Oberfläche des Lavastromes mit einer an manchen Stellen gelblichweissen Kruste überzogen, die nur infolge des eingetretenen Regenwetters ganz verschwunden ist.

Zu petrographischen Untersuchungen und zu Analysierungszwecken geeignetes, dichteres, frisches Gestein konnte man nur aus dem tieferen Niveau des Lavastromes erhalten. Eine zu Sammlungszwecken sehr geeignete Stelle war der Wegeinschnitt von Nunziata, wo nach dem Entfernen der Schlackendecke, zwar durch schwere Arbeit, die Gelegenheit geschaffen

wurde, kristallisiertes, porphyrisches, noch heisses Gestein zu sammeln.

Die petrographische Untersuchung der Etnalava.

Walterhausen und Lasaulx waren die Ersten, die sich mit der Untersuchung der Etnalava systematisch befassten. Seit dem Jahre 1880 erschienen nur spärlich sich auf dieses Gestein beziehende Daten. Lasaulx steckte sich als Ziel nur die Untersuchung rezenter Laven und nach seinen Ergebnissen haben diese Gesteine einen trachyandesitischen, trachybasaltischen und untergeordnet einen andesitischen Charakter, im Gegensatz zu der bisherigen Basaltauffassung. Washington*) Aurousseau und Keyes unterzogen in neuerer Zeit den Chemismus alter Etnagesteine eingehenden Untersuchungen und haben auf Grund ihrer Analysen nachgewiesen, dass der vorwiegende Teil der Laven Andesit, manchmal sogar ein saureres Glied ist, mit häufigem Übergang zu den Basalten. In der aufeinander folgenden Serie der Ausbrüche kommen häufig Wiederholungen vor, doch aus diesem Symptom kann man auf regelmässige Zyklen nicht schliessen.

Eine kurze petrographische Charakterisierung dieser Gesteine kann ich im folgenden bieten:

Es sind dunkle, manchmal bläulichgraue, oft beinahe schwarze Gesteine, in welchen wir makroskopisch graulich-weiße, glitzernde Feldspatleisten, bläulichgrüne Olivinkristalle und schwarze, glänzende Pyroxenprismen erkennen können. Stellenweise sind sie häufig porös, lavaförmig. Die Oberfläche und die Umgebung der Gasporen ist von einer violett-schwarzen, glanzlosen Rinde eingefasst.

Makroskopisch charakterisiert sie die grosse Anzahl der Olivinkristalle.

Ihre Struktur ist mehr-minder vorherrschend mittelporphyrisch, nahezu *holokristallinisch*, häufig mit einer schönen *intersertalischen*, oft hyalopilitischen Grundmasse, an deren Bildung überwiegend Feldspatleisten und Pyroxenkrällchen, untergeordnet Erzkörnchen und Olivinkristalle teilnehmen. Die

*) H. S. Washington, M. Aurousseau and M. b. Keyes: The Lawas of Etna (Amer. Journ. of Sci. (5.) 72. 1926.)

Färbung ist infolge der grossen Menge gleichmässig eingestreuter Ferritkörner grau, an manchen Stellen Tombakbraun oder grünlichgrau. Die *fluidale* Anordnung der Mikrolithe kommt häufig vor.

Die Feldspate sind vielfach zwillingslamellierte Plagioklase von sehr manigfaltiger Grösse: von 2—3 mm kann man bis zu den Mikrolithen jeden Übergang finden. Vorherrschend ist das *Albit*-Zwillingsgesetz, bedeutend seltener sind *Karlsbader*- und *Periklin*-Zwillinge. Oft häufen sie sich zu dichten Aggregaten an. Sie sind sehr frisch. Die Gasblasen- und Grundmaterialeinschlüsse sind zonar geordnet. Der Kristallkern ist häufig einschlussfrei. Ihr schnelles Wachstum konnte während des Empordringens des Magmas eingetreten sein, als dieses noch reicher an Gasen war. Die einschlussreichen Feldspatindividen sind von aussen durch eine breite, einschlussfreie, saurere Hülle begrenzt.

Eine zonare Struktur mit einem basischeren inneren Kern und nach aussen saurer werdendem isomorphen Aufbau kommt häufig vor. Spuren einer magmatischen Resorption kann man häufig beobachten; diese war manchmal so stark, dass von den Kristallen nur Rudimente verblieben sind.

Bezüglich ihrer Arten erwiesen sich die Plagioklase als in die *Andesin-Labradorbytownit*-Serie gehörend. Die vorherrschenden grösseren Individuen sind gewöhnlich basischer (Siehe Tabelle 111), die kleineren, schmalen Leisten hingegen sind saurer. Die folgende Übersicht führt einige Beobachtungen an:

⊥ M und P (a' gegen M)	Kern: 32°—34° Hülle: 36°—37°	32° 39°	34° 35°	15·50°	⊥ γ (a' gegen P)	— 41°
% An	58—61 66—68	58 78	61 75	31	% An	66°
Opt. Charakter: bald positiv bald negativ					positiv	

Die *Pyroxene* sind im allgemeinen Augite. Der Hypersthen fehlt gänzlich. Ihre Ausbildung ist zweierlei: sie bilden teilweise untersetzte, oft Zwillingskristalle (100), teilweise aber

langgestreckte, schlanke Leisten. Ihre Grösse erreicht selten 2—3 mm, aber im allgemeinen sind sie kleiner und sie spielen bei der Bildung der Grundmasse eine wichtige Rolle.

Sie sind frisch, idiomorph, mit einer ausgezeichneten prismatischen Spaltung. Ihre Farbe ist hell tabakgrün. Ihr Pleochroismus ist stark: Ng = grünlichgrau, bloss gelblichgrün,

Nm, Np = gelblich oder rosagrau. Ihre Extinction: $ng - \chi c = 45-57^\circ$, im allgemeinen also eine diopsidische und eine gewöhnliche Augitart. Einen grösseren Extinctionswinkel habe ich an 1—2, eine lilagraue Nuance aufweisenden Pyroxenen gemessen, welche Eigenschaft samt der Sanduhrstruktur auf einen ausgesprochenen Ti-Gehalt hinweist. Damit stimmen auch die Daten der Analyse überein, die reichlich Ti nachweist.

Die Pyroxene schliessen manchmal idiomorphe Feldspatkristalle ein, was auf die Eigentümlichkeit der Ausscheidungsreihenfolge hinweist: die Pyroxene schieden sich während des Erscheinens der Feldspate, mitunter sogar nach dem Erscheinen derselben aus. Diese manchmal ausgesprochen verkehrte Reihenfolge ist — wie bekannt — keine seltene Erscheinung in der Gruppe der Basaltgesteine. Die Resorption hat manchmal auch die Pyroxenkristalle angegriffen.

Der Olivin kommt von winzigen, idiomorphen Kristallen angefangen bis zu 34 mm-igen Individuen in jedem Übergang vor. Er ist ausnahmslos frisch und die grösseren Kristalle sind stark zertrümmert, was auf eine intensive Magmabewegung hindeutet. Seine Farbe ist sehr bloss gelblichgrün, oft ist er auch farblos. In seiner Gesellschaft kommt auffallend viel Erz vor, welches im Dünnschliff manchmal ein charakteristisches Bild zeigt: die äussere Oberfläche der mit dem Olivin in Berührung kommenden Erzkörner ist scharf begrenzt, während die *innere Seite* unregelmässige, korrodierte, häufig verwischte Konturen besitzt. Auch die im Inneren der Olivinkristalle vorkommenden Erzeinschlüsse besitzen ebenfalls eine unregelmässige Gestalt und sind abgerundet. Diese Erscheinung spricht für die Annahme, welche auch im Falle des Pyroxens unserer vaterländischen Andeseite zu stimmen scheint, namentlich dass am Beginn der Olivinausscheidung das Magma noch eine so hohe

Temperatur besass, dass die bereits erschienenen Erzkristalle oder Aggregate noch nicht ganz fest waren und die ihnen in der Ausscheidungsreihenfolge nachfolgenden Olivine ihre Substanz oder wenigstens einen Teil derselben zu ihrem Wachstum noch verwenden konnten.

Für die Lava von 1928 ist die beträchtliche Rolle des Olivins jedenfalls ein charakteristisches Symptom, das sie von den übrigen rezenten Laven scharf unterscheidet und sie petrographisch, in Übereinstimmung mit den Daten der Analyse in eine viel basischere, olivinreiche Basaltgruppe, als die bisherigen einreicht, wohin sie auch der reiche Erzgehalt verweist.

Das Erz ist hauptsächlich Magnetit, welcher mit in der Grundmasse verstreuten, ganz vollkommen Oktaëderschnitten selbständige Individuen und Gruppen bildet. Er ist vollkommen frisch, von der, in seinem Gefolge gewöhnlich vorkommenden eisenhydroxydischen Färbung ist nicht einmal eine Spur vorhanden. Als Einschluss kommt er in jedem Bestandteil vor.

Als einen für die Lava des Jahres 1928 charakteristischen Bestandteil muss ich den Ilmenit erwähnen. Der auch in den älteren Analysen auffällende, hohe TiO_2 -Gehalt liess uns den Ti-Gehalt der Bestandteile vermuten, doch in petrographisch erkennbaren Verbindungen ist er bisher nicht erschienen. Neben dem mit Recht vermutbaren Ti-Gehalt der Sanduhr-Augite tritt in meist nur bei stärkerer Vergrösserung erkennbaren Kristallskeletten Ilmenit auf, zum Teil als Einschluss, hauptsächlich in Plagioklasen, zum Teil aber zwischen den Feldspatlamellen der Grundmasse. Er bildet kammförmige, tannenzweigartig verästelte Gebilde, die man besonders im Gefolge der Feldspate gut wahrnehmen kann. Ähnlich dem Ilmenit der Basanite des Balatongebietes und der Komitat Sopron, erscheint er auch hier oftmals als letztes Glied in der Ausscheidungsreihe, weil er sich gewöhnlich auf die zwischen den Mikrolithen und den Mikrokristallen vorkommenden Ritzen beschränkt und sich der Gestalt des zu Gebote stehenden Raumes anpasst. Er ist schwarz, nur seine grösseren Individuen sind Kastanienbraun.

Als einen in sehr untergeordneter Quantität vorkommen-

den Bestandteil muss ich den in den Feldspaten nadelförmige Einschlüsse bildenden Apatit erwähnen.

Petrochemischer Teil.

Aus den diesbezüglichen Untersuchungen *Walterhausen's*, *Lasaulx's* in neuerer Zeit *Aurousseau's*, *Keyes's* und *Washington's* wurde bekannt, dass sämtliche präetnatischen, prähistorischen und rezenten Etna-Laven auf Grund ihrer chemischen Analysen einen ziemlich einheitlichen Charakter besitzen, was auf diesem mächtigen vulkanischen Gebiet eine auffallende Erscheinung ist. Die Gesteine der *präetnatischen* Epochen (Aci, Paterno, Val di Noto etc.) sind vorherrschend Olivin-Labradorit-Basalte, doch zeitweise kommen auch Andesite von bedeutend saurerer Zusammensetzung vor; die *prähistorischen* Laven (Zoccolaro, Val del Bove etc.) sind überwiegend Andesite, manchmal mit Oligoklas-saureren Feldspaten und mit 54% Si O_2 . Die die heutige mächtige Etnakuppe aufbauenden Gesteine — hauptsächlich Laven — die häufig in der Form von Gängen und Dyken auftreten, sind hauptsächlich olivinfreie Andesite und nur seltener kommen. (Catania 1669, Nicolosi 1910, Monte Recupero 1910) Basalte mit mehr-minder grossem Olivin-gehalt und 49—48% Si O_2 vor. — Auch diese besitzen den gleichen Charakter: sie sind dunkelgraue Gesteine, die nur infolge der Verschiedenheit der bei ihrer Auskühlung obwaltenden physikalischen Verhältnisse einen abweichenden Habitus besitzen. In manchen kommt auch Nephelin vor.

Die *rezenten* Laven charakterisiert der hohe Al_2O_3 -Gehalt, das reichliche P_2O_5 und das Ti O_2 . Sie sind sehr reich an Alkalien, weshalb sie sich den Trachyandesiten nähern.

Die bei *Mascali-Nunziata* gesammelte Lava, die auch makroskopisch wahrnehmbar reichlichen Olivin enthält, analysierte in unserem Institute Herr Ing. chem. *Edmund Polner*.

Die Daten seiner Analyse sind folgende:

Originalanalyse:	Mol. %:	Typenwerte	Haughton'sche	86. Typus
Si O ₂ = 47.05		nach Osann:	Mittelwerte:	Vicoit, Java
Ti O ₂ = 1.99 >	52.85	s = 52.85	52.87	55.30
Al ₂ O ₃ = 17.63	11.22	A = 6.92	7.82	6.23
Fe ₂ O ₃ = 2.32		C = 4.30	3.79	4.44
Fe O = 6.98 >	8.14	F = 24.71	23.91	23.03
Mg O = 5.33	8.61	a = 6	6.5	5.5
Ca O = 10.61	12.26	c = 3.5	3	4
Na ₂ O = 5.40	5.63	f = 20.5	20.5	20.5
K ₂ O = 1.87	1.29	n = 8.3	3.5	6.2
+ H ₂ O = 0.02	—	sor = α	δ	β
— H ₂ O = —	—	k = 1.1		0.80
P ₂ O ₅ = 0.44	—	Osann'sche Parameter:		
Summe: 99.70	100.00	S Al F = 17, 4, 9		
		Al C Alk = 11, 12, 7		
		N K = 8.3		
		M C = 4.1		

Nach den Osann'schen Typenwerten fällt unser Gestein in den ersten Sextanten des Dreiecks und steht den Mittelwerten aller Vesuvlava-Analysen von *Haughton* nahe, von welchen bloß der n-Wert grundlegend abweicht.

		S	Al	F	Al	C	Alk	NK	MC
1	Basalt: Mascali, 1928.	17	4	9	11	12	7	8.3	4.1
2	281. Olivengabbro, Trip pyramid Mt.	17	4	9	12.5	13.5	4	8.9	3.7
3	973. Leucitaphrit, Mittel von 47 Vesuvgest.	17	4	9	12	11	7	3.9	3.8
4	915. Trachydolerit, Madeira	17.5	4	8.5	12.5	12	5.5	8.0	3.0
5	773. Plag. Basalt, Saddle Mt.	17.5	3.5	9	12	11.5	6.5	6.4	5.0
6	698. Andesit, Cap Vert	17	3	10	11	12.5	6.5	8.3	4.7
7	780. Plag. Basalt, Mte Ponente	17	3	10	12	13	15	8.5	5.1
8	795. „ „ „ Il Fosso	16.5	3	10.5	11.5	12.5	6	7.8	5.8

Im S Al F Δ fällt es ebenfalls in den ersten Sextanten, aber nahe zur Grenze des zweiten Sextanten, was der ziemlich hohe Al-Gehalt begründet. Im Al C Alk Δ kommt es nahe zum Mittelpunkt des dritten Sextanten, ein Umstand, dessen Ursache der grosse Ca- und der reichliche Alkalien (Na)-Gehalt ist. Es steht zwischen dem Gabbroleucitbasalt-, dem Theralith- und Essexit-Typus. Auf Grund der Osann'schen Projektions-

werte steht es dem 698. Cap Vert-er Andesit und dem 780-er Plagioklasbasalt des Monte Ponente am nächsten, aber seine Projektionswerte stimmen auch mit den Werten des Il Fosso-er Plagioklasbasaltes 795, sowie mit denen des 773. Saddle Mt-er Plagioklasbasaltes und des 915-er Trachydolerits von Madeira überein, was aus der obigen Vergleichungstabelle deutlich zu entnehmen ist.

Aus der Vergleichung geht hervor, dass die Lava des Jahres 1928 im System O s a n n s eines der den höchsten Alkaliengehalt unter sämtlichen verwandten Gesteinen besitzenden Glieder darstellt; sie ist auch gleichzeitig ein Ca- und Al-reiches Gestein, welches im Gegensatze zur bisherigen eingeleichteten Basaltauffassung der trachyandesitischen oder trachybasaltischen Familie nahe steht.

Die Stelle der Gesteine im System der amerikanischen Petrographen:

Ideale min. Zusammensetzung:

Orthoklas	= 11.06
Albit	= 19.49
Anorthit	= 18.45
Nephelin	= 14.11
Diopsid	= 13.20
Olivin	= 15.19
Magnetit	= 3.36
Ilmenit	= 3.78
Apatit	= 1.04
	<hr/> 99.68

Systematische Stelle:

Classis II.	<u>Dosalan</u> <u>Salfeman</u>
Ordo 6.	<u>Norgar</u> <u>Portugar</u>
Rang $\frac{2}{3}$.	<u>Essexos-Salemas</u> <u>Monchiquas-Limburgas</u>
Subrang 4.	Essexos-Salemos

Es gehört noch am meisten in die *Dosalan*-Klasse und passt zwischen die *Essexos* und *Salemos* Subrange, es steht aber den entsprechenden Dosodischen Subrangen der *Salfeman*-Klasse, das heisst den *Monchiquos* und *Limburgos* Subrangen nahe.

Ein ähnliches Resultat erhalten wir, wenn wir unser Gestein ins Niggliche System einreihen wollen.

Die Nigglichen Zahlen sind folgende:

si = 108	qz = -50	al = 24	fm = 35.5	c = 26.
alk = 14.5	k = 19	mg = 51	m = 5.	

Der Chemismus des Gesteins ist auch auf Grund dieser Werte auffällig. Hervorzuheben ist der hohe Alkaliengehalt, der viel Feldspat voraussetzt. Der hohe Na-Gehalt steht hauptsächlich mit der Feldspatbildung in Verbindung, weil nachweisbarer Nephelin im Gesteine nicht vorhanden ist. Nur ein Teil des Calcium nahm an der Plagioklasbildung Teil, seine beträchtliche Quantität ist im diopsidischen Augit zugegen.

Wenn wir die Lava des Jahres 1928 unter Niggli's Magmatypen einreihen wollen, so steht sie auf Grund der erhaltenen Niggli-Zahlen dem Cantaler Gabbro, dem brasilianischen Theralitgabbro und dem Nephelengabbro von Tahiti am nächsten. Zur leichteren Übersicht diene die folgende Vergleichungstabelle:

		si	qz	al	fm	c	alk	k	mg	m
1	<i>Lava von Mascali: 1928.</i>	108	— 50	24	35·5	26	14·5	·19	·51	5
2	2. Essexitgabbro, Cantal	116	— 34	25	36	26·5	12·5	·34	·50	5
3	6. Theralithgabbro, Cabo Trio, Brasilia	101	— 57	23·5	39	23	14·5	·21	·38	4
4	13. Nephelengabbro, Tahiti	102	— 50	26	34	24	13	·18	·48	5

Unser Gestein zeigt also eine nähere Verwandtschaft zu Niggli's essexitgabbroidalem Magma, das unter den Gliedern der Na-Serie zwar im geringsten Masse alkalisch ist, aber der hohe Na-Gehalt bringt es — trotzdem der Nephelin okkult ist — mit den Essexitbasalten und den Alkalibasalten in eine enge Verbindung. Aber es steht auch dem theralithgabbroidalen Magma nahe, welches durch das positive al-alk-Verhältnis und den geringen si-Gehalt charakterisiert ist. Ein wesentlicher Unterschied ist nur im c- und mg-Werte wahrnehmbar, welcher in der Etnalava auf Unkosten des fm höher ist. Die al- und alk-Zahlen sind auffallend identisch.

Wenn wir die Lava von Mascali mit jenen Etnalaven vergleichen, deren Analysendaten ihr am nächsten stehen (1792, 1908, 1922), so ist aus diesem Vergleich ersichtlich, dass unser Gestein vom Jahre 1928 eine höhere Basizität besitzt. Die Grösse des ne-Wertes hängt mit dem reichen Alkalienge-

halt, der 2—3 fache ol-Wert mit der Höhe des Mg-Wertes zusammen.

Die aus den Analysendaten der in Rede stehenden Laven berechneten Normawerte sind folgende:

	<i>Andesit</i> Val del Bove, 1792	<i>Basalt</i> 1908	<i>Basalt</i> M. Recupero, 1922	<i>Basalt</i> Mascali, 1928
or	9.45	11.12	8.34	11.06
ab	25.68	23.58	23.58	19.49
an	23.91	21.96	24.19	18.45
ne	6.53	9.94	9.66	14.11
di	18.11	22.37	21.61	13.20
ol	6.09	2.08	4.39	15.19
mt	4.18	4.18	4.18	3.36
ilm	4.41	4.71	3.80	3.78
ap	1.34	—	—	1.04

Auf Grund des bisherigen kann man deutlich wahrnehmen, dass jene Steigerung der Basizität, die nach dem Entstehen des Val del Bove die Etnalaven im allgemeinen charakterisiert, und die in dem sich steigernden basaltischen Charakter der Gesteine zum Ausdruck kommt, noch nicht beendet ist. Und auf diese Frage kann nur die Gesteinsuntersuchung des nächstfolgenden Ausbruchs eine weitere Antwort geben. Soviel ist gewiss, dass das Etnamagma zu stärkeren zyklischen Schwankungen und zu einer bestimmteren Differentiation keine Anlage besitzt. Zeitweise kann man zwar Verschiebungen gegen den salischen und natronalkalischen Typus wahrnehmen, wobei Gesteine andesitischen Charakters entstehen, aber der einheitliche Etnatypus, bleibt ohne grössere Abweichungen vom ursprünglichen Charakter, vorherrschend basaltisch.

Zu interessanten Vergleichen gibt uns die Zusammenstellung der auf 100 umgerechneten Analysendaten der durchschnittlichen Etnalaven, der Dalyschen Mittelwerte aller Basalte, der Laven von Mascali und der Basanitoiden von Tática (Ungarn) Gelegenheit.

	Durchschnitt der Etnalaven:	Durchschnitt aller Basalte n. Daly	Die Lava von Mascali: 1928	Basanitoid Tátika, Ungarn ²⁾
Si O ₂	51.91	49.65	47.19	47.55
Ti O ₂	1.61	1.41	1.99	0.78
Al ₂ O ₃	18.16	16.13	17.75	18.85
Fe ₂ O ₃	3.09	5.47	2.34	2.93
Fe O	5.37	6.45	7.01	7.48
Mg O	3.90	6.14	5.35	4.34
Ca O	8.30	9.07	10.62	8.87
Na ₂ O	4.85	3.24	5.42	6.06
K ₂ O	2.00	1.66	1.88	3.14
+ H ₂ O	—	—	—	—
— H ₂ O	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0.62	0.48	0.45	—
Mn O	0.13	0.16	—	—
	100.00	100.00	100.00	100.00

Aus diesem Vergleiche wird ersichtlich, dass die Etnalava von Mascali um vieles basischer ist, als die sogenannten Mitteltypen sämtlicher bisheriger Etnalaven. Der MgO, CaO und Na₂O-Gehalt ist auch ein höherer. Von den Daly'schen Mittelwerten sämtlicher Basalte weicht sie nur im SiO₂ und Na₂O-Gehalt bedeutender ab. Am auffallendsten ist aber die Übereinstimmung zwischen den Daten der Lava des Jahres 1928 und des Basanitoides von Tátika: ihre sämtlichen Werte stehen nahe zu einander und ihre CaO- und K₂O-Zahlen zeigen einen grösseren Unterschied.

Der trachybasaltische Charakter des Gesteins des letzten Ausbruchs ist also offenbar, und dies kommt petrographisch hauptsächlich im reichen Olivinegehalt, im Auftreten der Titanaugitarten und des Ilmenits, sowie in der grossen Quantität des okkulten Nephelins, petrochemisch aber im reichlichen Ca, Ti und Alkalien-(Na)-gehalt zum Ausdruck.

²⁾ Dr. Vitális: Die Basalte der Balatongegend. Resultate der wiss. Erforsch. des Balatonsees. p. 92. Wien, 1911.

Zusammenfassung.

Meine auf den Etnausbruch des Jahres 1928 bezüglichen Beobachtungen und Untersuchungsergebnisse kann ich im folgenden zusammenfassen:

1. Von den drei privilegierten Richtungen (S, NO, W) der Etnausbrüche und Lavatrömungen war bei dieser Gelegenheit die NO-liche bevorzugt, welche in der geschichtlichen Epoche reichlich Lava produzierte.

2. Dem Ausbruche ging kein Erdbeben voran, die Observatorien konnten nur schwache, rhythmische Pulsationen aufzeichnen.

3. Der Ausbruch war exzentrisch. Es entstand eine radiale Spalte, die eine bestimmte Richtung besass. Sie begann am N-Rande des *Val del Leone* (ca. 2800 m), zog sich an der Etnalehne in NO-licher Richtung bis *Naca* (cca 2000 m) dahin, wo ein ganzes System von Spalten entsand. Bei der unteren Vereinigung der Spalten brach die *Mascafi* vernichtende Lava hervor. In derselben Zeit zeigte im terminalen und NO-lichen Krater eine intensive Dampf- und Gasemission den Vorgang der Eruption an.

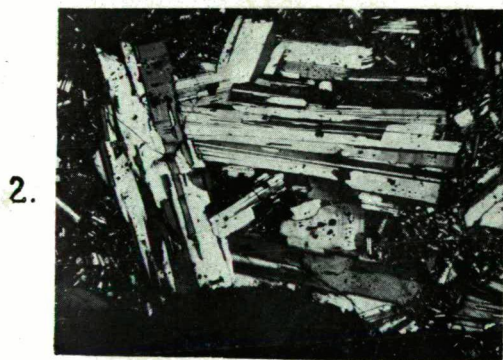
4. Eine mit Explosionen verbundene Eruption von klastischem Material gab es ebenfalls nicht. Die längs der Spalte auftretenden kleineren oder adventiven Krater haute die einen Hawaitypus besitzende, dünnflüssige Lava aus ihren eigenen Schlacken auf. Die Lavaströme wurden von reichlichen Ammoniak- und Phosphor- und wenigen S-Dämpfen und Gasen begleitet.

5. Das Gestein des Ausbruchs ist Olivinbasalt, den reichlicher porphyrischer Olivin, Pyroxen und Plagioklas, hauptsächlich aber Labradorit charakterisiert. Das Auftreten des Titanitaugits und einer geringen Quantität Ilmenits in Kristallskeletten, weist auf reichlichen Ti-Gehalt hin. Nephelin erscheint in keiner kristallographisch nachweisbaren Gestalt, aber in der Mesostasis der intersertalen Grundmasse kann man ihn hie und da beobachten. Der Magnetit erscheint in kleinen, idiomorphen Kristallen oder in grösseren, unregelmässigen Haufen. Die genetische Ver-

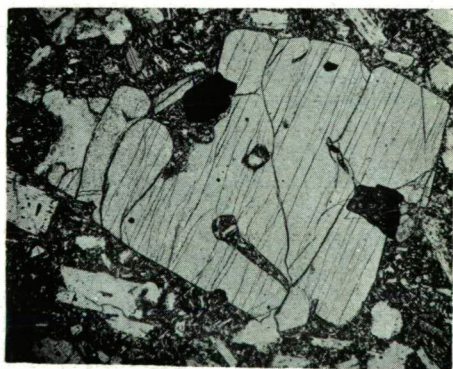
E. Lengyel: Der Etnaausbruch vom Jahre 1928.



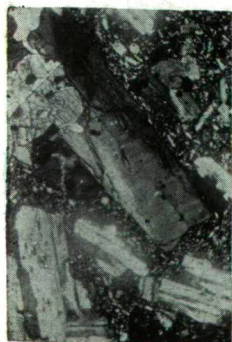
1.



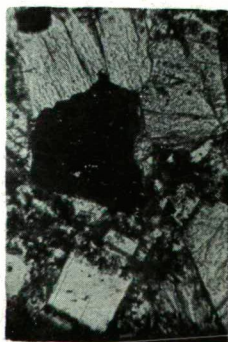
2.



3.



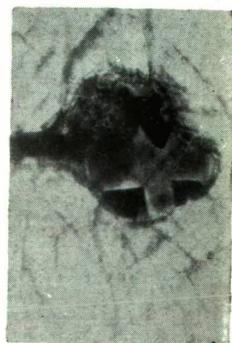
4.



5.



6.



7.

bindung des Erzes und der farbigen Minerale (Pyroxen, Olivin) äussert sich in interessanten Korrosionserscheinungen, die hauptsächlich an der Berührungsgrenze der Erze und dieser Minerale charakteristisch sind. Apatit ist wenig vorhanden.

6. Petrochemisch wird das Gestein durch den reichlichen Na, P_2O_5 , Ti O_2 - und den hohen Al_2O_3 -sowie Mg O-Gehalt charakterisiert. Auffallend ist die Grösse der in der *Norma* befindlichen ne-Moleküle. Das Gestein ist auf Grund dieser Merkmale ein Olivinlabradorbasalt mit stark alkalischem (Na-reichem), oder trachybasaltischem Gepräge.

Szeged, im Jänner 1929.

Tafelklärung:

Tab. 2. Fig. 1. Der vordringende Lavastrom oberhalb Mascali, in November 1928.

Fig. 2. *Labradorandesingruppe, mit gut erkennbaren Zonarstrukturen.* Labradorolivinbasalt von Mascali-Nunziata, 1928. Vergr. 12-fach. + Nic.

Fig. 3. *Corrodierter und teilweise resorbierter Olivin.*
Dasselbe Gestein, Vergr. 16-fach. || Nic.

Fig. 4. *Titnaugit mit Sanduhrstruktur.*
Dasselbe Gestein, Vergr. 22-fach. + Nic.

Fig. 5. *Magnetitkristall, welcher an den freien Flächen idiomorph, dem benachbarten Olivin gegenüber aber durch Corrosionseinbuchtungen begrenzt ist.*
Dasselbe Gestein, Vergr. 18-fach. || Nic.

Fig. 6. Ursprünglich grösser gewesener *Magnetitkristall*, welchen grösstenteils der im wachstumbegriffener Augit verwendet hat.

Dasselbe Gestein, Vergr. 36-fach. || Nic.

Fig. 7. *Grundmatrialeinschluss in Olivin.* Die darin befindlichen Magnetitkristalle fielen mehr-minder, zum Opfer der Corrosion des heranwachsenden Olivins.

Dasselbe Gestein, Vergr. 136-fach. || Nic.

Die Eruptivgebiete bei Felsőpulya (Oberpullendorf) u. Pálhegy (Pauliberg).

von Dipl. Berging. E. R. SCHMIDT.

Beide neovulkanische Gebiete liegen in West-Ungarns, der Zeit an Österreich angeschlossenen Teile, im Burgenland u. gehören zu der Vulkanreihe, die im Balatonseegebiete entspringt u. in NW-licher Richtung verläuft. Ihre NW—SO-liche Längsrichtung beweist das Vorhandensein einer ebensolchen Verwerfung, welche bereits schon HOFMANN¹⁾ erkannte. Auch ihr Sockel ist gemeinsam: es sind die kristallinen Schiefer der östlichen Ausläufer der Alpen, beziehungsweise die des auf heimatischen Boden übergreifenden Wechselmassivums. Auf die Eruptionszeit kann man, mangels fossilienhaltiger Sedimente, laut bestehenden Analogien mit den ähnlichen Eruptiven des Balatonseegebietes u. des Grazerbeckens schliessen. Letztere halten VITÁLIS²⁾ u. WINKLER³⁾ für pontische, FERENCZI⁴⁾ etc. hingegen für levantinische Gebilde. Die entgültige Klärung dieses Problems wird auch die Altersfrage der Basanite im Komitate Sopron lösen.

I. Geologische Verhältnisse.

1. Das Basanitgebiet bei Felsőpulya (Oberpullendorf).

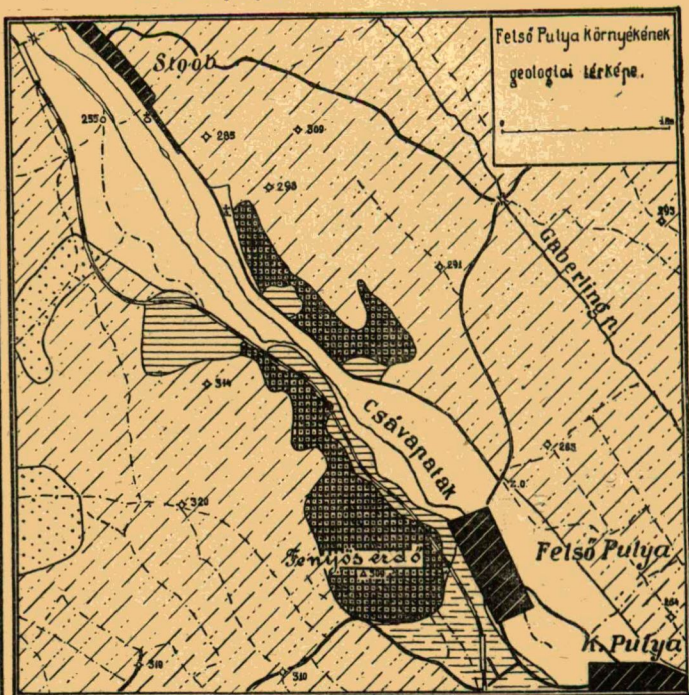
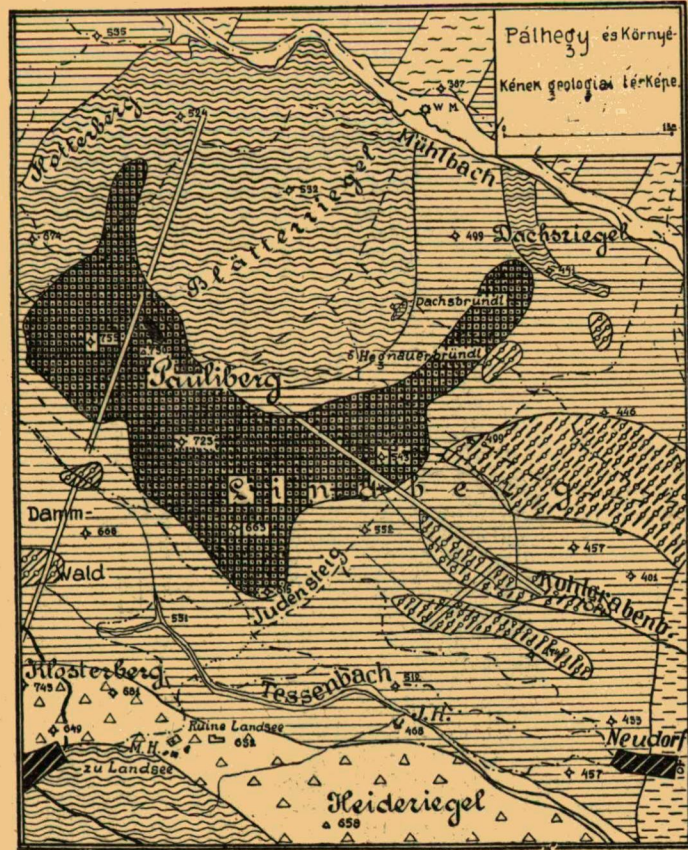
Es liegt zwischen den Gemeinden Felsőpulya (Oberpullendorf) u. Csáva (Stoob), beiderseits des Stooberbaches. Hier gibt es zahlreiche natürliche u. künstliche Aufschlüsse, beson-

¹⁾ 1874. Dr. KARL HOFMANN: Die Basaltgesteine des südlichen Bakony. Mitteilungen aus dem Jahrbuche der kön. ungar. geologischen Anstalt, III. Bd. 4. Heft. 235 S.

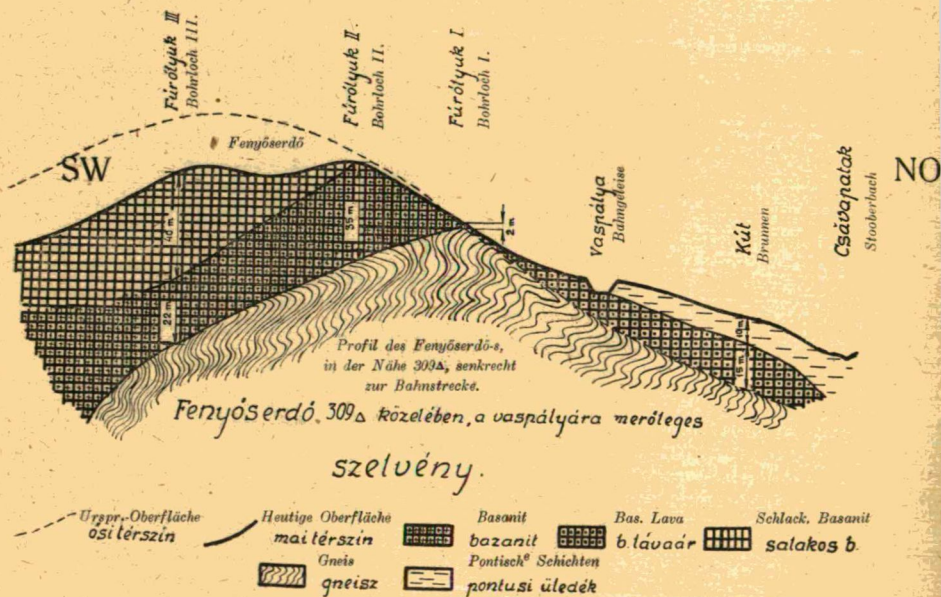
²⁾ 1911. Dr. ISTVÁN VITÁLIS: Die Basalte der Balatongegend. Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees. I. Bd. 1. T. Kn. u. Petr. Anh. 169 S.

³⁾ 1913. Dr. ARTUR WINKLER: Der Basalt am Pauliberg bei Landsee. Verhandl. d. k. k. geol. R. A. No. 14.

⁴⁾ 1925. Dr. STEPHAN FERENCZI: Geomorphologische Studien in der südlichen Bucht des kleinen ung. Alföld. Geologische Mitteilungen (Zeitschrift d. ung. geol. Gesellschaft) LIV. Bd. 158 S.



ders rechterseits des Stooberbaches (Steinbruch der Gemeinde, der der Wanko's, Tiefbohrlöcher des Säger Konsortiums), die teilweise auch das Grundgebirge unter der Lavadecke aufgeschlossen haben. Die Hauptmasse der Lavadecke ist rechterseits des Stooberbaches, am kahlen Fenyőserdő (309 m) u. bedeckt die alte, bereits erodierte Oberfläche des Gneisses. Der Gneis ist in der Kontaktzone rotgesengt. Im übrigen ist der Gneis nicht überall gleichartig; an einzelnen der Kontaktzone näher liegenden Stellen ist er feinkörnig, weisslich u. stark serizithältig; am Fusse des Fenyőserdő, chloritisiert; N-lich von hier, entlang des Bahneinschnittes kommt auch Augengneis vor. Am südlichen Teil des Fenyőserdő, durch Schürfräben blosgelegt, vermag man kugelige Absonderungen des dichten Basanits, — aus einer lichterem, verwitterten, leicht abschälbaren äusseren Schale u. einem besser erhaltenen, dunkleren Kern bestehend — gut beobachten. Am oberen Teil der Decke ist ein poröses Gestein vorhanden, über dem, unmittelbar unter dem Humus, stellenweise Basanitnyirok*) mit einer Mächtigkeit von über 1 m.



*) Basanitgrusähnliches Gestein.

lagert. Der schlackige Basanit selbst ist äusserst abwechslungsreich.

Der Steinbruch der Wanko's u. die davon südwärts angelegten Bohrlöcher beweisen, dass der Anfang des Lavastromes an der westlichen Seite des Bahngeleises liegt u. von diesem divergierend nach SO verläuft. Es ist aus dem ganzen Erscheinen feststellbar, dass die Ausbruchsstelle des Basanitvulkanismus von Felsöpulya (Oberpullendorf) im Bereiche des Fenyőserdő zu suchen ist, woselbst man eventuell mehrere, im grossen u. ganzen in NW—SO-licher Richtung orientierte Kanäle voraussetzen u. auf Grund der bisherigen Aufschlüsse, vier Ausbrüche, von abnehmender Intensität, unterscheiden kann. An die Lavadecke schmiegen sich SW u. NO-lich die pontischen (nach Hofmann) tonigen Sandschichten, welche N-lich diese sogar überlagern; in SO begrenzt diese Löss.

2. Das Basanitoidgebiet von Pauliberg.

In der westlichen Hälfte der ca 20 km² betragenden, dichtbewaldeten Gebirgsgegend zwischen Savanyúkút (Sauerbrunn), Kabold (Kobersdorf), Újfalu (Neudorf) u. Lánzsér (Landsee) liegt die weitsichtbare, sargähnliche, mit einer Basanitoidmasse gekrönte Gestalt des Pauliberges (755 m.). Die Basis des ganzen Gebietes bildet im übrigen die kristalline Schiefermasse des Wechselmassivums, das unmittelbar hier (Kobersdorf-Neudorf) unter die tertiären Schotter- Sand- u. Ton-schichten der kleinen ungarischen Tiefebene sinkt. In der Mitte von Újfalu (Neudorf) erscheint der Gneis, der am Wege gegen Lánzsér (Landsee), bis hinter dem Jägerhaus verfolgbar ist, wo dieser von dem vom Heidenriegel herübergreifenden u. auch den Gipfel des Klosterberges bildenden Quarzit abgelöst wird. Zwischen den Gneis sind Gimmerschiefer, Chloritschiefer eingelagert, aber auch Amphibolit- u. Pegmatitgänge kommen vor. Im Quarzit sind Aplitgänge. All'diese sind nach meinen bisherigen Daten, wenigstens teilweise Orthoschiefer. Den Dammwald u. dessen unmittelbare Umgebung baut Serizitgneis auf, welcher stellenweise zu dem Gneisphyllit nahe steht.

N-lich, unter der Lavadecke des Pauliberges finden wir Gimmerschiefer, in denen Einlagerungen von Graphit-

schiefer, Quarzadern u. — linsen häufig sind. Im Thale des Mühlbaches sind die Sauerquellen von Savanyúkút (Sauerbrunn) u. Kabold (Kobersdorf), die die postvulkanischen Erscheinungen des Basanitoidvulkanismus bilden dürften. N-lich dieses Thales bauen den Gemeindewald u. Raffeld Gneis u. darüber gelagert Phyllit auf. Das Gestein ist überall stark gefaltet u. zerbrochen. Das Verwerfungssystem dieser Gegend ist eine senkrechte zur haupttektonischen Richtung.

Von der Waldmühle an, südlich des Mühlbaches, hinunter bis zum Tessenbach baut diese Gegend hauptsächlich Gneis auf, in dem aber auch Einlagerungen von Glimmerschiefer u. Phyllite sind. Durch den Kohlgrabenbach aufgeschlossen, kommt durch HOFMANN u. Arbeitsgenossen als Amphibolschiefer mappedes, im Laufe meiner mikroskopischen Untersuchungen jedoch als granatführender Biotitgneis erkanntes Gestein ans Tageslicht. Dieses Gestein folgt der Orientierung nach jener haupttektonischen Richtung, die vom Balatonseegebiet ausgehend in NW—SO-licher Richtung bis hierher zieht u. lässt einestheils durch seinen, mineralischen Aufbau die Nähe eines Eruptivgesteines ahnen, andererseits spielt es die Rolle einer Gesteinsgrenze. Während nämlich davon südwärts hauptsächlich Orthogesteine die Landschaft aufbauen, bauen davon nördlich hauptsächlich solche mit Paracharakter diese auf.

Durch diese kristallinen Schiefermassen brach sich das Magma durch, um in Form von Lavaströmen thalabwärts zu ziehen. Die ungarischen Geologen konstatierten schon bereits im Jahre 1877 am Pauliberg das Auftreten von „Basalt mit säulenförmiger Absonderung u. Dolerit“. INKEY⁵⁾ hielt damals den „Dolerit“ (nach Prof. Dr. S. v. Szentpétery: Alkaligabbrobasalt) in Folge der mangelhaften Aufschlüssen als Gangfüllung u. erst WINKLER⁶⁾ war es, der es erkannte, dass dieser eine Schlotfüllung sei. Von 730 Δ etwas nach NO kam in einer 150 m, NW—SO-licher Länge u. darauf senkrechter 35—40 m Breite, durch Denudation freigelegt, der Alkaligabbrobasalt ans Tageslicht, welcher successive in den Basanitoid übergeht. Von hieraus floss die

⁵⁾ 1878. BÉLA v. INKEY: Über zwei ungarische Dolerite. Geologische Mitteilungen (Zeitschrift d. ung. Geol. Gesellschaft) VIII. Bd. S. 223. etc. (ungarisch).

Lava über den Plateau des Pauliberges u. von dort, in der Form eines N-lichen u. SO-lichen Lavastromes in die Tiefe. Der nach N ziehende ist schmal u. zungenförmig, der SO-liche hingegen bedeckt einen grossen Teil des Lindberges. Die Publikation dieser ist WINKLER⁶⁾ Verdienst. Ich selbst will — auf Grund meiner Beobachtungen im Felde — blos so viel hienzufigen, dass der SO-liche Lavastrom vor dem Judensteig eine SO-liche u. eine O-liche Ausbuchtung zeigt; aus Letzterem zweigt in der Richtung des NO-wärts ziehenden Säuerangergrabens ein schmaler Seitenstrom ab, der durch die grosse Anzahl kubikmetergrosser Basanitoidklötze die Aufmerksamkeit erregt. Die Grenze der SO-lichen Ausbuchtung denke ich — auf Grund der morphologischen Zeichen u. Erosionsrückstände — abweichend von WINKLER⁶⁾ nicht 300 m, sondern nur 150 m vom Judensteig entfernt.

Am Plateau sind überall Blöcke mit kugel — oder tonnenförmiger Absonderung zu finden. Der Basanitoid zeigt an der Oberfläche überall kokkolitische Verwitterungsformen u. hat „Sonnenbrenner“.

II. Petrographische Beschreibung.

1. Die Nephelinbasanite von Felsöpulya (Oberpullendorf).

Im Allgemeinen sind es dunkelgraue, dichte Gesteine. Makroskopisch ist nur der Olivin sichtbar. Verwittert werden sie asch-, grünlich- o. rötlichgrau. Häufig sind in ihnen Aragonitmandeln. Die *Grundmasse* ist intersertal, zuweilen holokristallin. Fluidalstruktur ist eine allgemeine Erscheinung. (Fig. 4.) Es bilden diese vorherrschend basischer Plagioklas (um Ab_{50}), Pyroxen, Magnetit u. als farblose Mesostasis reichlich auftretender *Nephelin*. Unter den *Einsprenglingen* herrscht der *Augit* zumeist vor, etwas seltener ist der *Olivin*, der häufig in grossen Kristallformen erscheint. Die wenigen, grösseren, sich aus den Mikrolithen stufenweise entwickelnden *Plagioklase* gehören der Ab_{60} bis Ab_{34} Reihe an. Sie sind häufig zonar u. reich an Einschlüssen. Ihre Umwandlungsprodukte sind hie u. da Kaolin, Ton u. Serizit. Der *Olivin* kommt häufig in abgerundeten u. mehr o. weniger umgewandelten Körnern vor. An seiner Stelle

⁶⁾ Loc. cit.

erscheint *Chrisotil* u. häufig *Iddingsit*; letzterer bildet fast vollkommene Pseudomorphosen nach dem Olivin. Der *Augit* ist zu meist idiomorph u. frisch. (Fig. 3.) Häufig sind bei ihm die Juxtapositions- u. Penetrationszwillinge, die Sanduhr- u. Normalzonarstruktur. Interessant ist in diesen Gesteinen das Erscheinen des *Erzes*, welches in einzelnen vorwiegend *Magnetit*, in anderen vorherrschend *Ilmenit* ist. In der Frage der Verteilung der Erze haben meine Untersuchungen HOFMANNs vielumstrittene jene Beobachtung bestätigt, nach der, in der Gipfelregion der Basaltkuppen die Menge des *Magnetits* die des *Ilmenits* überflügelt, in den basalen u. zentralen Teilen der Kuppe hingegen das *Titaneisen* vorherrscht. Accessorisches Mineral ist der *Apatit* in feinen Nadeln, der *Biotit* in unregelmässigen Lämpchen u. der *Hämatit*.

Diese Gesteine halte ich — nach Obigen — übereinstimmend mit WINKLER⁷⁾ u. JUGOVICS⁸⁾ ebenfalls als Nephelinbasanite.

2. Die Alkalibasalte des Pauliberges.

Diese kann man in zwei Typen reihen. Der eine dieser ist der den Vulkanschlot ausfüllender, grobkörniger *Alkaligabbrobasalt*, der andere, die Lavadecke bildender *Basanitoid*.

a) Der **Alkaligabbrobasalt**⁹⁾ ist ein im Durchschnitte 2 mm-ige Korngrösse besitzender [es sind aber auch um vieles grössere Körner], hellgrauer Gesteintyp. In ihm sind der Plagioklas, der Pyroxen u. das Titaneisen auch makroskopisch gut zu erkennen. Im Laufe der detaillierten Untersuchungen ergab sich die Struktur als eine sehr abwechslungsreiche. Stellenweise ist sie typisch gabbroidal, anderseits sich an das

⁷⁾ 1914. A. WINKLER dr.: Die tertiären Eruptive am Ostrande der Alpen, ihre Magmabeschaffenheit u. ihre Beziehung zu tektonischen Vorgängen. Zeitschrift für Vulkanologie I. B., 3 Heft. 172. S.

⁸⁾ 1916—1917. Dr. LUDWIG JUGOVICS: Die am Fusse der östlichen Endigung der Alpen etc. auftauchenden Basalte u. Basalttuffe. Jahresbericht d. k. ung. geol. R.-A. 1915. S. 55.

⁹⁾ INKEI u. WINKLER publicierten diesen detailliert u. nannten ihn Dolerit. WINKLER wies aber schon auf die petrologische u. strukturelle Abweichungen. Diesen Gesteintyp bezeichne ich — mit Rücksicht auf dessen chemische, strukturelle u. petrologische Verhältnisse — mit den von Prof. Dr. S. v. SZENTPÉTERY gebräuchlichen Namen: *Alkaligabbrobasalt*.

ophitische nähernd o. typisch ophitisch. Diese sind vorherrschend; es gibt aber auch poikilitische Struktur etc. An einzelnen Stellen des Vorkommnisses enthält dieses Gestein dichte, basaltähnliche Teile deren vorherrschender Pyroxen der Aegirinaugit ist. Der Menge nach herrscht der Feldspat vor, diesem folgt der Pyroxen, das Erz u. sodann der Olivin. Der *Feldspat* gehört der Andesin bis Labradorbytownit-Art an (Ab_{62} bis Ab_{33}). Er ist frisch, idiomorph u. zonar. Die drei Rolle-spielenden *monokl. Pyroxene* sind: ein *farbloser Pyroxen*, der *Titanaugit* (der häufigste) u. der *Aegirinaugit*. Diese treten in dieser Reihenfolge sich umwachsend, aber auch vereinzelt auf. Die Pyroxene u. Plagioklase sind ebenfalls miteinander verwachsen, an einzelnen Stellen des Vorkommnisses durchweben sie sich sogar, welcher Umstand auf gleichzeitiger Ausscheidung schliessen lässt. Der *Olivin* ist von untergeordneter Rolle. Er kommt häufig mit dem Ilmenit in kristallographisch orientierten Lagen verwachsen vor. (Fig. 7.) Das Eisenerz ist *Ilmenit*, untergeordnet *Magnetit*. Der *Apatit* ist häufig. (Fig. 8.)

Der Gabbrobasalt geht gegen der Peripherie der Schlotfüllung successiv in den Basanitoid über. Mit der Verdichtung der Struktur wächst die Menge des Olivins. Die gabbroidale Struktur wird ophitisch u. sodann porphyrisch.

b) Die **Basanitoid**-arten sind im Allgemeinen grau u. fein porös. Mit freiem Auge ist nur der Olivin o. an dessen Stelle seine rostbraunen Umwandlungsprodukte sichtbar. Die *Grundmasse* enthält hie u. da auch reichlicher Glas und hat dann eine ausgesprochene intersertale Struktur. Die Grundmasse bilden hauptsächlich Plagioklase, Pyroxenmikrolithe, Magnetitkörner u. eine *nephelinitoide* Zwischenklemmungsmasse. Die *Feldspatmikrolithe* gehören der Andesin und Labradorit-Reihe an. Das Erz tritt auch häufig in Form von *Ferrit* auf. Unter den *Einsprenglingen* kommt der Olivin idiomorph, (Fig. 6.) aber häufig auch in abgerundeten Körnern vor; er umwandelt immer in Iddingsit, welcher gleichfalls verändert, in Eisenhydroxyd u. Eisenoxyd übergeht. (Fig. 5.) Der *Augit* ist selten idiomorph, dagegen sind bei ihm häufig die Penetrations- u. Zwillinge nach (100). Er ist verhältnismässig frisch, es kommt aber bei ihm auch die Chloritisierung u. Aktinolitisierung vor. Der *Apatit* ist spärlich.

Diese Gesteine nenne ich — mit Rücksicht auf den sowohl in geologischer, als auch in petrographischer Hinsicht sich unzähligmal offenbarenden Verwandtschaftsverhältniss und mit Bedacht auf die auch mit Hilfe von Färbungsmethoden ausgewiesene nephelinitoide Mesostasis, *Basanitoide*. WINKLER¹⁰⁾ nannte diese Plagioklasbasalte, JUGOVICS¹¹⁾ aber Limburgite!

*

Auch an dieser Stelle bin ich Herrn Prof. Dr. S. v. SZENT-PÉTERY dankbar für die wohlwollenden Ratschläge u. dafür, dass er mir die Mittel u. Bibliothek seines Institutes zur Verfügung zu stellen die Güte hatte. Ferner bin ich Herrn Prof. Dr. M. VENDL, der mich in den Aufnahmearbeiten im Felde u. Herrn Privatdozenten Held Dr. A. LENGYEL, der mich bei den Untersuchungen im Laboratorium unterstützte — Dank schuldig.

Szeged (Ungarn), Herbst, 1928.

Tafelerklärung.

Fig. 1. Aragonitsphaerolith mit dem
Bertrand'schen Kreuz.

2. Corrodierter Olivin.

3. Zonarer Augit.

4. Fluidale Struktur.

5. Serpentinisierender, resorbierter
Olivin

6. Resorptionserscheinungen am
frischen Olivin.

7. Orientierte Verwachsung des
Eisenerzes mit Olivin.

8. Apatitnadel mit Pyroxen u.
Magnetit Einschlüssen.

Vergr. 60-fach, + Nicols.

Vergr. 60-fach, 1 Nic.

Vergr. 60-fach, + Nicols.

Vergr. 60-fach, + Nicols.

Vergr. 60-fach, 1 Nic.

Vergr. 60-fach, 1 Nic.

Vergr. 60-fach, 1 Nic.

Vergr. 190-fach, 1 Nic.

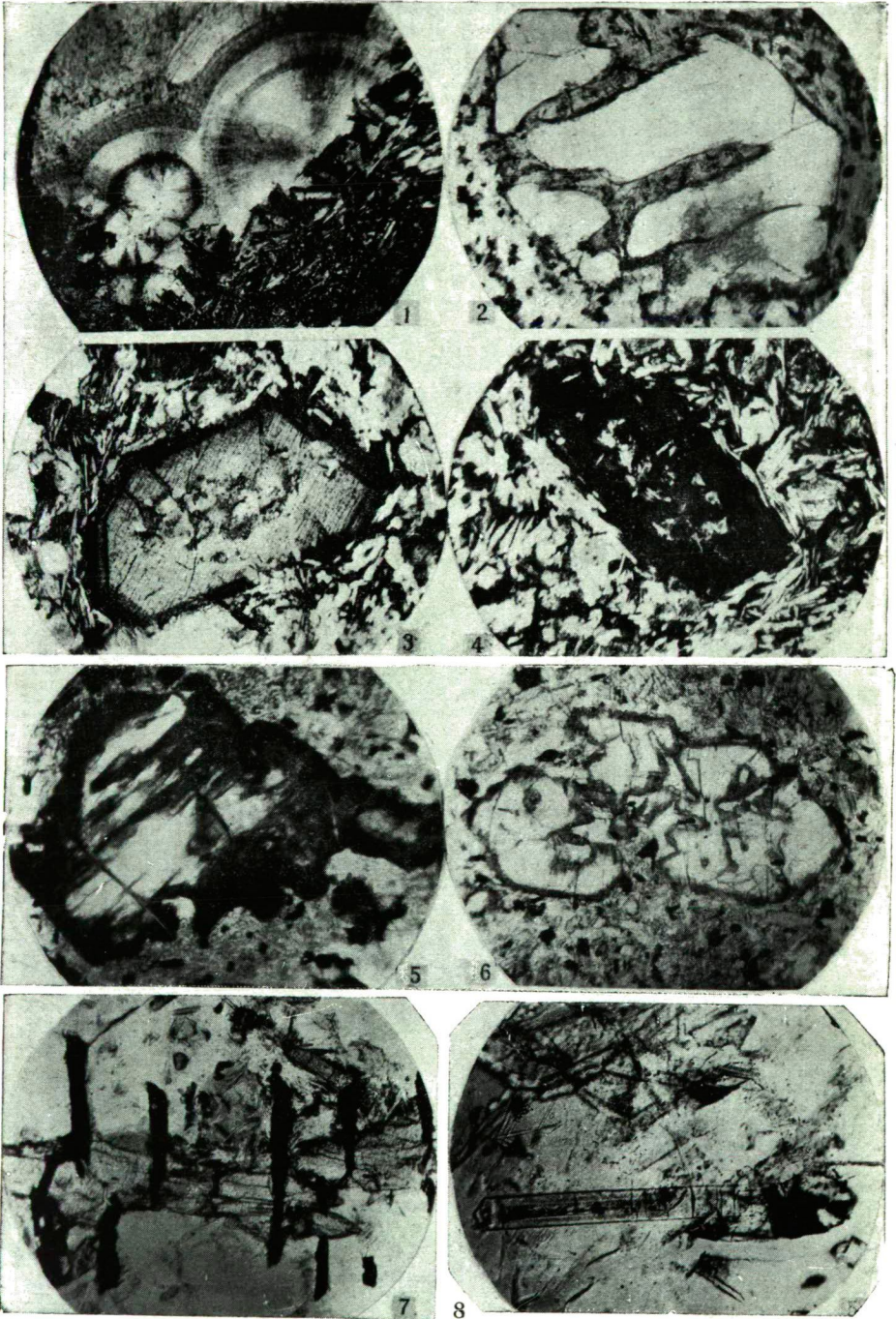
Aus dem
Nephelin-
basanit von
Felsöpulya

Aus dem
Basanitoid
von Pálhegy

Aus dem
Alkaligabb-
robasalt

¹⁰⁾ u. ¹¹⁾ Loc. cit. auf Seite 154., Winkler 170 S., Jugovics 58 S.

E. R. Schmidt: Eruptivgebiete bei Felsőpulya etc.



Synthese des 2.4.5.-Trimethoxyphenylalanins.

VON TIBOR SZÉKI und ELISABETH LAKOS.

In letzterer Zeit gewannen die Polyoxyphenylalanine — besonders von biologischem Standpunkte — eine erhöhte Bedeutung. Es wurde nämlich experimentell festgestellt, dass sich gewisse Pigmente aus diesen Aminosäuren durch Einwirkung von speziellen Fermenten (Tyrosinase, Dopaoxydase) bilden. Es ist besonders das 3.4.-Dioxyphenylalanin zu dieser Umsetzung fähig, während diejenigen Trioxyphenylalanine, deren Benzolkerne die Hydroxylgruppen in vicinaler Stellung (2. 3. 4.; 3. 4. 5.) tragen, zur charakteristischen Reaktion auf das Pigmentbildungsferment nicht befähigt sind.¹⁾

Da das Oxyhydrochinon und dessen solche Derivate, in denen die Hydroxylgruppen frei sind, schon von dem Luft-sauerstoff sehr leicht ihre Farbe ändern, hofften wir, dass das 2. 4. 5.-Trioxyphenylalanin zur Pigmentbildung sehr befähigt sei. Deshalb versuchten wir diese Aminosäure zu synthetisieren.

Zur Darstellung der Phenylalanine werden besonders drei Synthesen herangezogen. Die eine, von ERLÉNMYER JUN. stammende,²⁾ Synthese kann folgenderweise kurz geschildert werden: Man geht von dem inneren Anhydrid der α -Benzoylamino- β -phenylacrylsäure (II) aus, die durch Kondensation eines aromatischen Aldehyds mit Hyppursäure gewonnen werden kann. Dieses Kondensationsprodukt übergeht durch Einwirkung von Laugen in die α -Benzoylaminozimtsäure (V) bzw. deren Derivate. Die ungesättigte Kette kann nun mittels Reduktion gesättigt (VI), weiterhin die Benzoylgruppe abgespalten

¹⁾ Helv. Chim. Acta VII. 363 (1924).

²⁾ Ann. d. Chem. 275, 1 (1893); 307, 70 (1899); 337, 207 (1904).

werden, wobei man leicht zum Alaninderivate gelangt. Phenylalanin,³⁾ Tyrosin,⁴⁾ Tryptophan,⁵⁾ usw. wurden eben auf diesem Wege synthetisiert.

Das zweite Verfahren wurde auf Grund den von H. L. WHEELER und CH. HOFFMANN gemachten Beobachtungen⁶⁾ von FR. SCHAAF und A. LABOUCHÉRE⁷⁾ ausgearbeitet. Nach dieser Methode werden Methylaether der Oxyaldehyde mit Hydantoin kondensiert und das so gewonnene Benzalhydantoin mit Natriumamalgam reduziert, worauf die entsprechende Benzylverbindung entsteht. Nun wird der Hydantoinring dieses Reduktionsproduktes mittels Barythydrat aufgespalten und in dem so erhaltenen Polymethoxyphenylalanin die Hydroxylgruppen mit Jodwasserstoffsäure frei gemacht.

Schliesslich können Phenylalanine am einfachsten mit der eleganten Methode SASAKI-S⁸⁾ dargestellt werden. Man kondensiert einen aromatischen Aldehyd mit Glycinanhydrid, wobei man zum 3.6-Diarylid- α -2.5-diketopiperazin gelangt. Letzteres kann in einer Phase reduziert und auch gleich aufgespalten werden und liefert dabei die Alaninverbindung.

Wir wollten zuerst mit der vom ERLÉNMYER JUN. ausgearbeiteten Methode von Asarylaldehyd und Hyppursäure ausgehend zum 2.4.5.-Trioxyphe nylalanin gelangen; Dieser Reaktionsverlauf führte jedoch nur bis zum N-Benzoylderivat des Trimethoxyphenylalanins (VI) (Formulierung siehe unten); alle Versuche, die wir zwecks Abspaltung der Benzoylgruppe durchführten, endeten mit negativem Erfolge. Es ist höchst wahrscheinlich, dass hier die asymmetrischen Methoxygruppen, welche sich im Asarylreste befinden, ein sterisches Hindernis verursachen. Als Nebenprodukte wurden bei diesem Synthesenversuch 2.4.5.-Trimethoxyphenylbrenztraubensäure (III) und 2.4.5.-Trimethoxyphenylessigsäure (IV) gewonnen.

³⁾ Ann. d. Chem. 275, 15 (1893); B. 30, 2978 (1897).

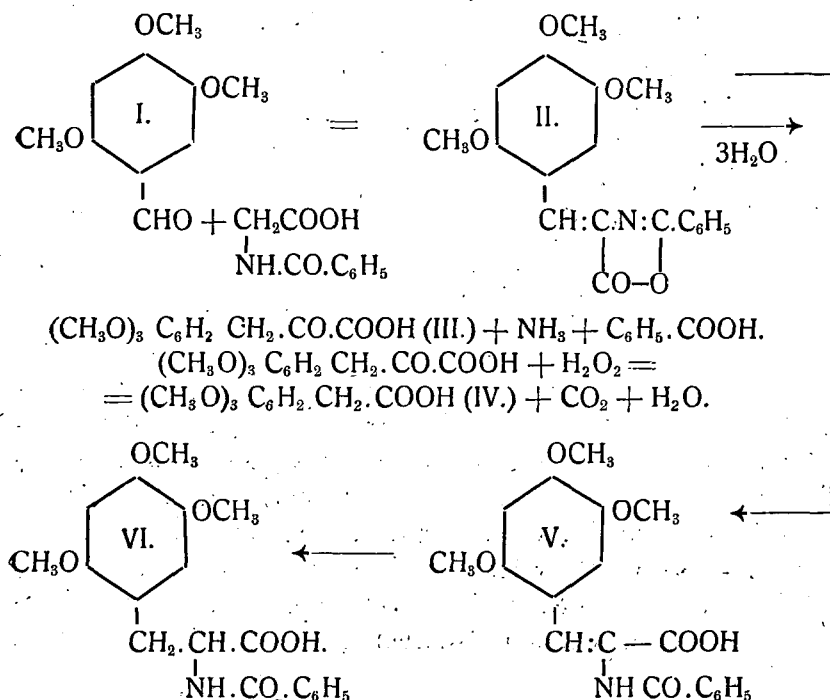
⁴⁾ B. 30, 2981 (1897); 32, 3640 (1899).

⁵⁾ B. 40, 3029 (1907).

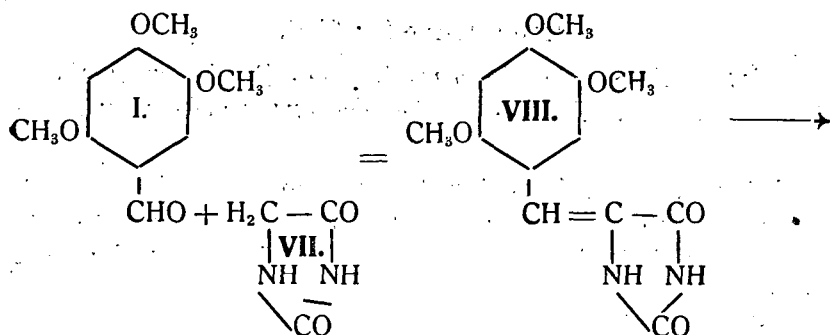
⁶⁾ Am. 45, 368 (1911); C. (1911) I. 1857.

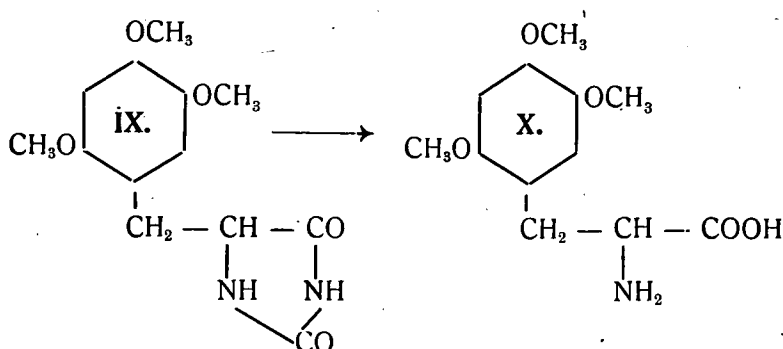
⁷⁾ Helv. Chim. Acta VII. 357 (1924).

⁸⁾ B. 54. 163 (1921).



Ein besseres Ergebnis war von der oben erwähnten zweiten Methode zu erwarten; sie führte auch tatsächlich zum 2.4.5.-Trimethoxyphenylalanin. (X) Wir kondensierten Trimethoxybenzaldehyd (I) mit Hydantoin (VII), in Gegenwart von wasserfreiem Natriumacetat und Essigsäureanhydrid. Das so gewonnene Asaryliden-hydantoin (VIII) wurde zuerst hydriert (IX), dann mit Barythydrat gespalten, wobei gleich die Aminosäure (X) entstand.





Die Verbindung kann auch als 2,5-Dimethoxytyrosin-methylether betrachtet werden und ist isomer mit denjenigen Aminosäuren, die durch FR. SCHAAF und A. LABOUCHÉRE⁹⁾ aus Trimethylgallusaldehyd und 2,3,4-Trimethoxybenzaldehyd gewonnen wurden. Den amphoteren Charakter dieses Körpers beweist seine Löslichkeit in Säuren und Alkalien, seine Tyrosin-Art aber kann durch Aminosäurereaktionen und seinem charakteristischen Esterchlorhydrat bewiesen werden.

Es gelang uns leider nicht die freie Trioxyverbindung darzustellen, da die Trimethoxyverbindung auf Einwirkung von Jodwasserstoffsäure — auch bei vorsichtigster Behandlung — verharzt.

Die Untersuchungen wurden mit Hilfe der materiellen Unterstützung des „Ungarischen Naturwissenschaftlichen Landesfond“-es ausgeführt, wofür wir auch an dieser Stelle danken.

Experimenteller Teil.

Inneres Anhydrid der α -Benzoylamino- β -(2,4,5.-trimethoxyphenyl)-acrylsäure. 2 Phenyl-4-2,4,5.-trimethoxy-benzyliden-oxazolone (5) (II).

5 g Asarylaldehyd, 5 g Hyppursäure und 2,5 g wasserfreies Natriumazetat werden miteinander innig verrieben und mit 13 ccm Essigsäure-anhydrid unter häufigem Umrühren auf

⁹⁾ Loc. cit.

dem Wasserbade vier Stunden erhitzt. Es tritt orangegelbe Färbung ein und noch bevor eine vollständige Lösung eingetreten ist scheidet sich das Kondensationsprodukt aus und das Gemisch ballt sich zu einem Kuchen zusammen. Nach dem Erkalten versetzt man den Krystallbrei mit viel Wasser und saugt nach mehrstündigem Stehen die Flüssigkeit ab. Die mit Wasser mehrmals ausgekochten Kristalle wurden nach dem Trocknen aus siedendem Benzol oder Methylalkohol umkristallisiert. Die Ausbeute betrug 6 g. Die Verbindung bildet hellgelbe Kristalle, die bei 210° nach vorheriger Sinterung schmelzen.

0.1880 g Sbst.: 0.4637 g CO_2 0.0862 g H_2O .—
 $\text{C}_{19}\text{H}_{17}\text{O}_5\text{N}$ Ber. C 67.25 H 5.01 Gef. 67.26, H 5.09

α -Benzoylamino- β -2.4.5.-trimethoxyphenyl acrylsäure (V.)

5 g des vorstehend beschriebenen Anhydrids werden wiederholt mit 5 prozentiger Kalilauge so lange gekocht, bis Alles gelöst ist. Nach Erkalten und Filterieren säuert man die farblose Lösung an. Die ausgefallene Säure ist nach einmaligem Umkristallisieren aus verdünntem Methylalkohol analysenrein. Schmp. 204° .

0.1923 g Sbst.: 0.4494 g CO_2 — 0.0923 g H_2O .—
 $\text{C}_{19}\text{H}_{19}\text{O}_6\text{N}$ Ber. C 63.86, H 5.32, Gef. C 63.73, H 5.33.—

β -Asaryl- α -benzoylamino-propionsäure (VI.)

Zur Reduktion werden 8.2 g Acrylsäure in 150 ccm 5 prozentiger Kalilauge gelöst und unter kräftigem Umrühren im Verlauf von zwei Stunden 150 g 4 prozentiges Natriumamalgam eingetragen. Jetzt wird die farblos gewordene Flüssigkeit vom Quecksilber abgegossen, 100 ccm 25 prozentige Kalilauge hinzugefügt, aufgekocht und nach dem Filtrieren mit Salzsäure neutralisiert. Das Reaktionsprodukt scheidet sich zunächst als ölige Masse aus, die aber rasch kristallinisch erstarrt. Ausbeute 5.2 g. Aus verdünntem Methylalkohol scheidet es sich in feinen weissen Nadelchen aus, welche bei 191° schmelzen.

0.1946 g Sbst.: 0.4519 g CO_2 , 0.1062 g H_2O .—
 $\text{C}_{19}\text{H}_{21}\text{O}_6\text{N}$ Ber. C 63.50 H 5.84. Gef. C 63.44, H 6.06. —

2. 4. 5.-Trimethoxyphenyl-brenztraubensäure (III.)

5 g Anhydrid werden mit 20 ccm 15 proz.-ger Natronlauge am Rückflusskühler so lange gekocht, bis die Ammoniakentwicklung aufgehört hat. Man säuert die noch heisse Flüssigkeit an und bläst die Benzoesäure mit Wasserdämpfen ab. Aus dem eingeeengten Filtrat scheidet sich — nach dem Erkalten — das Rohprodukt in gelblichen Kristallen aus. Geringe Mengen von Benzoessäure lassen sich mit nicht zu viel Aether entfernen. Ausbeute 4.3 g. Kristallisiert aus Alkohol. Schmp 145.°

0.1847 g Subst.: 0.3832 g CO₂, 0.0902 g H₂O. —

C₁₂H₁₄O₆ Ber. C 56.60. H 5.50. Gef. C 56.58, H 5.42. —

2. 4. 5.-Trimethoxyphenyl-essigsäure (IV.)

3 g Anhydrid werden mit 40 ccm Natronlauge von 10% am Rückflusskühler 5 Stunden gekocht. Dann lässt man das braunlich-grüne Reaktionsgemisch stark abkühlen und zersetzt die gebildete Ketonsäure mit 20 ccm 10 volumprozentigem Wasserstoffsuperoxyd. Nach eintägigem Stehen säuert man die Flüssigkeit mit Salzsäure an, wobei ein reichlicher weisser Niederschlag entsteht. Jetzt wird die Benzoessäure mit Dampfstrom abgeblasen, der Rückstand noch heiss filtriert und später die Phenylfettsäure mit Aether extrahiert. Das nach dem Verdunsten des Lösungsmittels zurückgebliebene Rohprodukt enthält noch Benzoessäure, welche durch wiederholte Wasserdampfdestillation entfernt wurde. Das Rohprodukt ist schmutzig-rot gefärbt und wiegt 1 g. Zur Analyse wurde es mehrmals aus Ligroin umkristallisiert. Weisse feine Kristalle, welche bei 104° schmelzen. Sie sind in den üblichen organischen Lösungsmitteln, auch in siedendem Wasser, leicht löslich.

0.1011 g Subst.: 0.2152 g CO₂, 0.0556 g H₂O.

C₁₁H₁₄O₅ Ber. C 58.07, H 6.16. Gef. C 58.39, H 5.23.

2. 4. 5.-Trimethoxybenzal-hydantoin (VIII.)

8.4 g Asarylaldehyd, 4.2 g Hydantion und 6 g geschmolzenes Natriumazetat werden miteinander zerrieben, darauf 8 ccm Eisessig und 3.5 ccm Essigsäureanhydrid zugegeben und das Reaktionsgemisch in einem mit Rückflusskühler versehenem

Kolben 3 Stunden auf 140°—160° erhitzt. Die Ausgangsmaterialien lösen sich anfangs auf und nach einer Stunde beginnen sich aus der Lösung rötlich gelbe Kristalle auszuschcheiden. Nach zwei Stunden vermehren sich die Kristalle nicht mehr. Hierauf giesst man das heisse Reaktionsprodukt in Wasser und saugt die Flüssigkeit von dem ausgeschiedenen gelben Niederschlag ab. Ausbeute an Rohprodukt 10.9 g = 91.8% der Theorie.

Aus Alkohol kristallisiert das Produkt in hellgelben, meist konzentrisch gruppierten Prismen, welche bei 274° nach vorheriger Sinterung unter Zersetzung schmelzen. Die Verbindung löst sich ziemlich schlecht in Alkohol und Eisessig; sie ist unlöslich in Benzol, Ligroin und Methylalkohol. Von konzentrierter Schwefelsäure werden die Kristalle mit dunkelroter Farbe aufgenommen.

0.1745 g Subst.: 0.3578 g CO₂, 0.0810 g H₂O. — 0.1674 g Subst.: 0.3430 g CO₂, 0.0751 g H₂O. — 0.1790 g Subst.: 15.6 ccm N (19°, 762 mm)

C₁₃H₁₄O₅N₂ Ber. C 56.09, H 5.07, N 10.07

Gef. C 55.94, 55.90 H 5.19, 5.02, N 10.05

Gleicher Weise lässt sich Hydantoinsäure mit Asärylaldehyd zu derselben Verbindung kondensieren. Das so erhaltene Asäryliden-hydantoin besitzt aber eine dunkler gelbe Farbe und schmilzt mit 2—3 Graden niedriger, als obiges Produkt. Bei der Reaktion bildet sich also aus Hydantoinsäure unter Wasseraustritt zuerst Hydantoin, welches dann als solches in der Reaktion Teil nimmt. Die Farben- und Schmelzpunktdifferenzen können auf stereoisomere Gründe zurückgeführt werden.

0.1318 g Subst.: 0.2710 g CO₂, 0.0663 g H₂O. —

Gef. C 56.07 H 5.62

Die Hydantoinverbindung nimmt durch Addition nur ein Bromatom auf. Zwecks Bromierung wurden 2.5 g der Hydantoinverbindung in 60—70 ccm Eisessig gelöst und allmählich ein Gemisch von 0.5 ccm Brom und 2 ccm Eisessig — unter Kühlen — zugegeben. Aus der dunkelrot gewordenen Flüssigkeit scheiden sich nach 24 Stunden sehr wenige Mikrokristalle aus. Jetzt giesst man die Lösung in Wasser und kristallisiert den

ausgeschiedenen, rosagefärbten Niederschlag mehrmals aus siedendem Alkohol um. Die reinen, rötlich gelben Krystalle schmelzen bei 254° unter lebhaftem Aufschäumen und vorheriger Zersetzung.

0.1738 g Sbst.: 0.0909 g Ag Br. 0.1573 g Sbst.: 0.0816 g Ag Br. —
 $C_{13}H_{15}O_5N_2Br$ Ber. Br 22.26 Gef. 22.25, 22.08

2. 4. 5.-Trimethoxybenzyl-hydantoin (IX.)

Zur Reduktion werden 11 g 2. 4. 5.-Trimethoxybenzalhydantoin in 100 ccm Wasser suspendiert und unter kräftigem Umschütteln in Verlauf von 2 Stunden 170 g 4 prozentiges Natriumamalgam eingetragen. Sobald die Reduktion eingetreten und das gelbe Ausgangsmaterial in Lösung gegangen war, wurde während der Hydrierung die Basizität der Flüssigkeit von Zeit zu Zeit mit Essigsäure abgestumpft. Nach Beendigung der Operation wird die fast farblos gewordene Lösung vom Quecksilber abgegossen und mit Salzsäure neutralisiert. Nach einigem Stehen scheidet sich das Reduktionsprodukt in schwach gelblich gefärbten Kristallen aus. Ausbeute: 7,8 g = 73% der Theorie. Durch Einengen der Mutterlauge können noch 0,29 g gewonnen werden.

Die Verbindung wird aus siedendem Alkohol, nach Zugabe von etwas Knochenkohle, kristallisiert. Weiße Kristalle mit schwach grünlichem Stich. Sie schmelzen bei 234° .

0,2096 g Sbst.: 0,4276 g CO_2 , 0,1086 g H_2O . — 0,1801 g Sbst.:
 16 ccm N (22° ; 767,5 mm)
 $C_{13}H_{16}O_5N_2$ Ber. C 55.68; H 5.75; N 10.00
 Gef. C 55.64; H 5.79; N 10.14

dl-2. 4. 5.-Trimethoxyphenyl-alanin (X)

5 g Trimethoxybenzalhydantoin, 50 g krist. Baryumhydroxyd und 100 ccm Wasser werden in einem mit Rückflusskühler versehenen Kolben erhitzt. Wie es die Entwicklung des Ammoniaks zeigte, beginnt die Hydrolyse nur nach einigen Stunden. Die vollständige Sprengung des Hydantoinringes erfolgt nur nach 10 tägigem Kochen. Man kocht das Gemisch nun

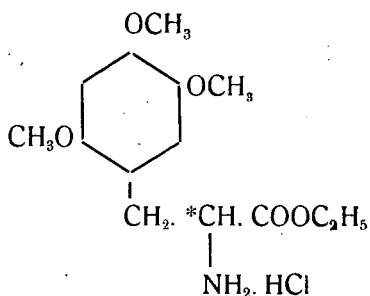
ohne Kühler noch zwei Stunden lang und kühlt jetzt rasch ab, damit sich das überschüssige Baryumhydroxyd ausscheide. Die entstandene Alaninverbindung ist in einer kalt gestättigten Barytlauge leicht löslich, bleibt also in der Mutterlauge zurück. Man trennt die Lösung von dem ausgeschiedenen Baryumhydroxyd und dem gebildeten Baryumcarbonat durch Filtrieren und wäscht einige Male mit Wasser nach. Der grösste Teil des in Lösung gebliebenen Barythydrats wurde mit Kohlensäure gefällt, und schliesslich die letzten Reste nach neuerlichem Filtrieren mit Schwefelsäure als Baryumsulfat entfernt. Die vom Baryumsulfat getrennte Lösung wurde von der überschüssigen Schwefelsäure mit basischem Bleicarbonat befreit und das letztere durch Einleiten von Schwefelwasserstoff entfernt. Hierauf wird die klare Lösung eingeeengt, wobei sich die Aminosäure in sehr kleinen, weissen Kristallen ausscheidet. Sie wird aus wässrigem (1 : 1) Alkohol umkristallisiert. Schmp 217° unter Zersetzung.

0.1582 g Subst.: 0.3252 g CO₂, 0.986 g H₂O, — 0.2014 g Subst.:
10.1 ccm N (24°, 765.2 mm).

C₁₂H₁₇O₅N Ber. C 56.41. H 6.72. N 5.50

Gef. C 56.09. H 6.95. N 5.66

dl-2.4.5.-Trimethoxyphenylalanin-aethylesterchlorhydrat.



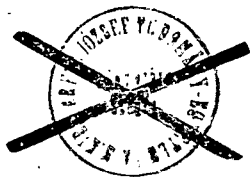
Asarylalanin wurde mit der 4—5-fachen Menge abs. Alkohols zusammengeschüttelt und in das Gemisch — ohne zu kühlen — bis zur Sättigung trockenes Salzsäuregas geleitet. Die Aminosäure ging dabei in Lösung. Man verdünnte die Lösung mit dem gleichen Volumen abs. Alkohols und kochte hierauf

eine Stunde lang am Rückflusskühler. Nach einigem Stehen scheidet sich das salzsaure Salz des Esters in Form feiner, weisser, seidenglänzender Kristalle aus, welche aus siedendem Alkohol kristallisieren. Mit wenig Aether gewaschen und im Vakuumexsikkator bis zur Gewichtskonstanz getrocknet sind die Kristalle analysenrein zu erhalten. Schmp 181.^o

0,2468 g Subst.: 0,1112 g AgCl.—

$C_{14}H_{22}O_5$ NCl Ber. Cl 11.14 — Gef. Cl 11.09.—

666 - 133415 elm



28 257 266 257

ACTA
LITTERARUM AC SCIENTIARUM
REGIAE UNIVERSITATIS HUNGARICAE FRANCISCO-JOSEPHINAE

SECTIO CHEMICA, MINERALOGICA
ET PHYSICA.

REDIGUNT:

P. FRÖHLICH, S. v. SZENTPÉTERY et T. SZÉKI

EDITOR: SODALITAS AMICORUM UNIVERSITATIS FRANCISCO-JOSEPHINAE.

ACTA
CHEMICA, MINERALOGICA ET PHYSICA

Tomus I.
Kötet



fasc. 1.
füzet

A M. KIR. FERENCZ JÓZSEF-TUDOMÁNYEGYETEM
TUDOMÁNYOS KÖZLEMÉNYEI

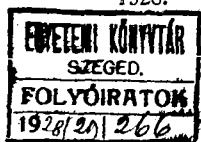
TERMÉSZETTUDOMÁNYI SZAKOSZTÁLY

SZERKESZTIK:

Dr. FRÖHLICH PÁL, Dr. SZENTPÉTERY ZSIGMOND és Dr. SZÉKI TIBOR

KIADJA: A M. KIR. FERENCZ JÓZSEF-TUDOMÁNYEGYETEM BARÁTAIÉK EGYESÜLETE.

SZEGED,
1928.



INDEX TOM. I. FASC. 1.

TARTALOMJEGYZÉK:

	Pag
Dr. L. v. Zombory: Über die Bestimmung des Mercuro-Ions mittels KCl-Lösung nach der Fajans'schen Méthode	1—4
Dr. E. A. Kocsis: Beiträge zur Kenntniss der Nickelamminkomplexe. (Tab. I.)	5—9
Prof. Dr. S. v. Szentpétery: Gesteinstypen aus der Umgebung von Lillafüred. (Tafel I.)	10—43
Held Dr. E. Lengyel: Der genetische Zusammenhang zwischen den Graniten und Gneissen (Tafel II.; 2 Textfig.)	44—53
A primär parallel-szerkezet keletkezési lehetősége. (Összefoglaló kivonat.)	54—58
Beilage } Melléklet }	Tafel I—II.

MEGJELENT: 1928. OKT. 20.

EDITUM 1928. 20. m. X.

SZEGED VÁROSI NYOMDA ÉS KÖNYVKIADÓ R-T. 28—2726

ACTA
LITTERARUM AC SCIENTIARUM
REGIAE UNIVERSITATIS HUNGARICAE FRANCISCO-JOSEPHINAE

SECTIO CHEMICA, MINERALOGICA
ET PHYSICA.

REDIGUNT:

P. FRÖHLICH, S. v. SZENTPÉTERY et T. SZÉKI

EDITOR: SODALITAS AMICORUM UNIVERSITATIS FRANCISCO-JOSEPHINAE.

ACTA

CHEMICA, MINERALOGICA ET PHYSICA

Tomus I. fasc. 2.
Kötet füzet

A M. KIR. FERENCZ JÓZSEF-TUDOMÁNYEGYETEM
TUDOMÁNYOS KÖZLEMÉNYEI

TERMÉSZETTUDOMÁNYI SZAKOSZTÁLY

SZERKESZTIK:

Dr. FRÖHLICH PÁL, Dr. SZENTPÉTERY ZSIGMOND és Dr. SZÉKI TIBOR

KIADJA: A M. KIR. FERENCZ JÓZSEF-TUDOMÁNYEGYETEM BARÁTAINAK EGYESÜLETE.

SZEGED,

1929.

INDEX TOM. I. FASC. 2.

TARTALOMJEGYZÉK:

	Pag
1. Dr. A. von <i>Kiss</i> und Dr. Irene <i>Bossányi</i> : Über die Neutralsalzwirkung bei den Ionenreaktionen	59— 68
2. Dr. vitéz E. <i>Lengyel</i> : 3. 4. 3.' 4.' 6.'-pentamethoxy-diphenylmethan-2-carbonsäure Kristalle	68— 71
3. Dr. S. v. <i>Szentpétery</i> : Eruptivserie im Savóstale bei Lillafüred	72—128
4. Dr. vitéz E. <i>Lengyel</i> : Der Etnaausbruch im Jahre 1928 und sein Gestein	128—147
5. Dipl. Ing. E. R. <i>Schmidt</i> : Die Eruptivgebiete bei Felsöpülya und Pálhegy	148—156
6. Dr. Tibor <i>Széki</i> und Dr. Elisabeth <i>Lakos</i> : Synthese des 2. 4. 5.-Trimethoxyphenylalanins	157—166

Beilage } Tafel III—V.
Melléklet } Tábla III—V.

MEGJELENT: 1929. ÁPR. 20.

EDITUM 1929. 20. m. IV.

SZEGED VÁROSI NYOMDA ÉS KÖNYVKIADÓ R-T. 29—396